



Les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de l'avant-pays rifain oriental (Maroc)

Gérard Cattaneo

► To cite this version:

Gérard Cattaneo. Les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de l'avant-pays rifain oriental (Maroc). Sciences de la Terre. Université de Bourgogne, 1987. Français. NNT : . tel-01206881

HAL Id: tel-01206881

<https://theses.hal.science/tel-01206881>

Submitted on 29 Sep 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Copyright

THESE
DE DOCTORAT ÈS SCIENCES
PRÉSENTÉE AU
CENTRE DES SCIENCES DE LA TERRE
DE L'UNIVERSITÉ DE BOURGOGNE
PAR
GÉRARD CATTANEO
(UNIVERSITÉ DU MAINE)
LES FORMATIONS
DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR
ET DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR
DE L'AVANT-PAYS RIFAIN ORIENTAL
(MAROC)

Soutenue le 14 décembre 1987, devant le jury composé de :

P. Rat , Professeur	Université de Bourgogne, Dijon	Directeur de thèse
S. Elmi , Professeur	Université Claude Bernard, Lyon	Rapporteur
B. Peybernès , Professeur	Université Paul Sabatier, Toulouse	Rapporteur
L. Courel , Professeur	Université de Bourgogne, Dijon	Examineur
J.-P. Gélard , Professeur	Université du Maine, Le Mans	Examineur
A. Pascal , Professeur	Université de Bourgogne, Dijon	Examineur

Résumé .- Le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur de l'avant-pays rifain oriental, subdivisés en quatre grandes formations, ont été étudiés d'un point de vue lithostratigraphique et sédimentologique.

1) *Les Grès de Beni Ourimeuch* (ou Grès supérieurs de Bou Rached) constituent un ensemble sédimentaire à dominante terrigène silicoclastique intercalé de niveaux carbonatés essentiellement oolitiques ou bioclastiques, de quelques mètres à plusieurs de mètres d'épaisseur. Selon les secteurs, cette formation représente soit des dépôts de plate-forme littorale terrigène plus ou moins diversifiée selon les époques, dans les Beni Snassen, soit des dépôts d'un complexe deltaïque installé sur le bassin de Guercif et ses environs.

2) *Les Calcaires de Mechra Klila*, formation presque totalement carbonatée, en partie dolomitisée, correspondent à des sédiments mis en place sur une plate-forme comprenant une vaste vasière très peu profonde, d'une largeur de 40 à 70 km, prolongée distalement par une vasière externe à spongiaires et proximale par un estran de faible énergie porteur de tapis algaires stromatolitiques.

Dans la partie distale de la plate-forme et du talus externe, de mouvements tectoniques syn-sédimentaires en distension résultent un compartimentage du sous-bassement et la formation de slumps et de brèches dont les éléments sont issus de l'érosion de la partie haute des blocs soulevés.

3) *Les Marno-calcaires et Calcaires d'Ahmar Lakhdar* ne diffèrent de la formation précédente que par les dépôts terrigènes argileux de la première moitié de la formation. Le dispositif sédimentaire correspond à une rampe carbonatée ouverte s'inclinant en pente douce vers le domaine externe et se terminant, côté proximal, par un estran sableux, oolitique et bioclastique, de forte énergie.

4) *Les Marno-calcaires de Bou Rhennja*, dépôts de plate-forme également très peu profonde, enregistrent deux phénomènes d'ampleur régionale, la régression purbéckienne de la fin du Jurassique et la transgression berriasienne laquelle s'intègre dans le cadre transgressif général du Crétacé inférieur.

Dans cette portion occidentale de la marge sud-téthysienne, le contrôle principal de l'organisation sédimentaire a été exercé par la tectonique dans le contexte général transformant, entre Atlantique central et Téthys ligure, tous deux en expansion.

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS.	1
INTRODUCTION.	3
I - CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE.	3
A - Les ensembles sédimentaires et structuraux.	5
B - Le contexte sédimentaire et paléogéographique.	5
1 - L'histoire atlasique du Trias au Bathonien.	
a) Le Trias.	
b) Du Lias au Bathonien inférieur.	
2 - L'histoire de la marge rifo-tellienne du Callovien jusqu'au Crétacé.	
C - Le cadre structural.	9
1 - La phase "atlasique" anté-miocène.	
2 - La phase miocène.	
3 - La phase quaternaire.	
II - APERÇU HISTORIQUE.	11
III - L'OBJET DE L'ETUDE.	12
IV - LES LIMITES ET LA NOMENCLATURE STRATIGRAPHIQUE ADOPTÉE.	13
A - Les limites de la série étudiée.	13
1 - L'ensemble terrigène.	
2 - L'ensemble carbonaté.	
B - La nomenclature adoptée.	13
1 - Identification des formations.	
2 - Dénomination des formations.	
3 - Les correspondances avec les nomenclatures du bassin de Guercif et d'Algérie.	
V - DEFINITIONS ET SIGNIFICATION DES TERMES UTILISES.	17
A - La zonation horizontale des principaux milieux et des groupes de faciès.	17
1 - Zonation horizontale des milieux terrigènes.	
2 - Zonation horizontale des milieux carbonatés.	

B - Analyse des microfaciès.	20
1 - Les faciès carbonatés.	
2 - Les faciès terrigènes.	
C - Interprétation des figures de litage.	21
1 - Hydrodynamisme.	
2 - Les figures de litage.	
a) Le litage oblique.	
b) Le litage horizontal.	
c) Un exemple de succession verticale des structures de litage.	
VI - LA DEMARCHE SUIVIE.	25
<u>Première partie</u> : LA FORMATION DES GRES DES BENI OURIMEUCH	27
Chapitre I : LE DOMAINE ORIENTAL : LES BENI SNASSEN.	28
ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.	28
I - LA COUPE-TYPE.	28
A - Choix et localisation de la coupe.	28
B - La coupe du Jbel Achaoun.	29
1 - Les principales unités lithologiques et séquentielles.	
a) Le membre carbonaté ou séquence majeure carbonatée SI.	
b) Le membre gréseux inférieur ou séquence majeure gréseuse inférieure SII.	
c) Le membre gréso-argileux à passées carbonatées ou séquence gréso-argileuse SIII.	
d) Le membre gréseux supérieur ou séquence majeure gréseuse supérieure SIV.	
2 - L'évolution générale des séquences et des milieux de dépôt.	
II - LE PROFIL-TYPE.	38
A - La séquence majeure carbonatée SI.	38
1 - Au Jorf el Abiod.	
2 - La région d'Aklīm.	
3 - A Hassi Berkane.	
4 - Rapports entre les coupes.	
a) L'épaisseur.	
b) L'organisation séquentielle.	
c) Les domaines de sédimentation.	
B - La séquence gréseuse inférieure SII.	45
1 - Au Jorf el Abiod.	
2 - A Hassi Berkane.	

III

3 - Relations entre les coupes.	
a) L'épaisseur.	
b) L'organisation séquentielle.	
c) Les domaines de sédimentation.	
C - La séquence gréso-argileuse SIII.	47
1 - Au Jorf el Abiod.	
2 - Dans la région d'Aklim.	
3 - A Hassi Berkane.	
4 - Relations entre les coupes.	
a) L'épaisseur.	
b) L'organisation séquentielle.	
c) Les domaines de sédimentation.	
D - La séquence gréseuse supérieure SIV.	54
1 - Au Jorf el Abiod.	
2 - A Aklim.	
3 - A Hassi Berkane.	
4 - Relations entre les coupes.	
a) L'épaisseur.	
b) L'organisation séquentielle.	
c) Les domaines de sédimentation.	
E - Conclusion.	56
1 - Evolution des séquences et des milieux de dépôts.	
2 - Subsidence et comblement.	
III - LES COUPES ANNEXES.	59
A - La coupe du Jbel Massil.	59
1 - Description de la coupe.	
2 - Rapports avec les coupes les plus proches.	
B - La coupe de la Koudiat el Hamiret.	61
1 - Description de la coupe.	
2 - Comparaisons avec les niveaux équivalents des autres coupes.	
C - La région d'Oujda.	62
1 - La coupe du Jbel Mrhiris.	
2 - Les autres affleurements de la région.	
D - Conclusion.	64

IV - LES ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES.	65
ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE	67
LA SEDIMENTATION CARBONATEE	67
I - LES MILIEUX DU TALUS EXTERNE.	67
A - Les milieux vaseux et sablo-vaseux à spongiaires et encroûtement de la base du talus.	67
1 - Les marnes et les biopelmicrites à spongiaires, encroûtements cryptalgaires et annélides.	
2 - Les biomicrites à oncolites et échinodermes.	
B - Les milieux à crinoïdes, cnidaires et nubéculaires du sommet du talus.	70
1 - Les biomicrites grossières à crinoïdes et madréporaires.	
2 - Les bioosparites grossières à madréporaires, crinoïdes, lamellibranches et nubéculaires.	
C - Les sédiments remaniés.	73
1 - Les différents faciès.	
a) Les intrabiomicrites gréseuses à échinodermes.	
b) Les biomicrites grossières à échinodermes, lithoclastes et débris d'oncolites.	
2 - Le milieu de dépôt.	
D - Arrangement séquentiel des faciès de talus.	75
1 - Séquences montrant le passage entre les marnes et biopelmicrites à spongiaires et annélides, les biomicrites grossières à crinoïdes et madréporaires et les bioconstructions à madréporaires.	
2 - Séquences de talus montrant le passage progressif des marnes et biopelmicrites à spicules de spongiaires aux bioosparites à cnidaires, crinoïdes, lamellibranches et nubéculaires.	
E - Organisation de l'environnement sur le talus.	79
1 - Répartition virtuelle et caractères généraux des milieux de talus.	
2 - Les divers aspects morphologiques et hydrodynamiques.	
a) 1er cas.	
b) 2e cas.	
3 - Mise en place et origine des dépôts remaniés.	
a) Les sables vaseux bréchoïdes sont directement liés aux marnes du faciès TA.	

- b) Les sables vaseux bréchoïdes sont directement liés aux biomicrites à oncolites TB.
- c) Interprétation.

F - Conclusion.	85
II - LES MILIEUX DE BORDURE DE PLATE-FORME.	85
A - Les faciès à madréporaires.	85
1 - Les bioconstructions massives et les brèches coralliennes.	
2 - Les couches biostromales à colonies non jointives ou dispersées.	
3 - Les biosparites très grossières à madréporaires, calcisponges et bryozoaires.	
4 - Les biopelmicrites fines à gros débris de madréporaires encroûtés.	
5 - Les biosparites grossières à débris arrondis de madréporaires et échinodermes.	
B - Les faciès oolitiques.	90
1 - Les oosparites fines à petites oolites superficielles.	
2 - Les oosparites à petites oolites superficielles et grosses oolites sphériques.	
3 - Les oosparites à oolites sphériques bien classées.	
4 - Les oosparites à oolites micritiques et à oncolites.	
C - Arrangement séquentiel des faciès de bordure.	94
1 - Les bioconstructions et sables associés de la zone de haut-fond d'Hassi Berkane.	
2 - Les bioconstructions de la bordure de la plate-forme.	
3 - Séquences montrant le passage des milieux à cnidaires aux milieux oolitiques.	
a) Les sables oolitiques.	
b) Les vases à madréporaires.	
c) Les sables bioclastiques grossiers.	
d) Les relations entre les divers corps sédimentaires.	
4 - Les séquences oolitiques.	
a) Séquences montrant le passage des dépôts terrigènes ou carbonatés du talus supérieur aux oosparites bien classées en bancs onduleux sans litage apparent.	
b) Séquences montrant le passage des sédiments terrigènes aux dépôts oolitiques.	
D - Organisation générale des milieux de dépôt.	102
1 - Caractères généraux.	
2 - Les milieux à madréporaires.	

a) Les bioconstructions de haut-fond de la partie la plus externe de la bordure.	
b) Les milieux à madréporaires de la bordure.	
3 - Les milieux oolitiques.	
a) Les milieux oolitiques.	
b) Les milieux d'accumulation.	
4 - Répartition latérale des divers milieux.	
E - Conclusion.	107
III - LES MILIEUX DE PLATE-FORME INTERNE.	108
A - Les faciès.	108
1 - Les micrites et micrites argileuses.	
2 - Les biopelmicrites à lituolidés.	
3 - Les bioomicrites à oolites superficielles.	
B - Arrangement séquentiel et organisation de l'environnement.	109
LA SEDIMENTATION TERRIGENE.	110
A - La plate-forme externe.	110
1 - Les argiles vertes et les marnes sableuses.	
2 - Les grès fins lités, verts, ocres ou roux.	
B - La plate-forme littorale.	111
1 - Les grès verts, blanc-jaunâtre ou roses.	
2 - Les grès roux fins à moyens à litage oblique.	
C - Le domaine margino-littoral.	112
1 - Les grès argileux verdâtres en plaquettes et les argiles gréseuses vertes feuilletées.	
2 - Les grès, grès argileux et argiles sableuses de couleur verte ou rouge.	
D - Arrangement séquentiel.	113
1 - Les séquences de plate-forme externe.	
2 - Les séquences de passage plate-forme externe-plate-forme littorale par l'intermédiaire d'une bordure carbonatée.	
3 - Les séquences de passage plate-forme externe-plate-forme littorale sans bordure carbonatée.	
4 - Les séquences de passage de la plate-forme littorale à la zone d'estran.	
5 - Les séquences du domaine margino-littoral.	
a) Les séquences margino-littorales à affinités marines.	

b) Les séquences margino-littorales à affinités fluviatiles.	
E - Organisation générale des milieux de dépôt.	123
1 - Caractères généraux.	
2 - Aspects morphologiques et hydrodynamiques.	
a) Plate-forme avec bordure carbonatée et plate-forme littorale très développée.	
b) Plate-forme avec bordure carbonatée, plate-forme littorale étroite en avant d'un domaine margino-littoral bien développé.	
c) Cas d'une plate-forme à sédimentation exclusivement terrigène.	
3 - Répartition paléogéographique des milieux de dépôts : exemple de la séquence majeure SIII.	
F - Conclusion.	127
Chapitre II : LE DOMAINE OCCIDENTAL : TERNI-MASGOUT - REGION DE TAOURIRT	128
I - LE TERNI-MASGOUT ET SES ABORDS.	128
A - Les coupes du Jbel Lagsiaat et de Bab el Gabs.	128
1 - Données lithologiques.	
a) L'ensemble inférieur gréseux et argilo-gréseux.	
a1 - Le membre gréseux.	
a2 - Le membre argilo-gréseux.	
b) L'ensemble supérieur gréseux.	
2 - L'arrangement séquentiel.	
a) La séquence inférieure gréseuse et argilo-gréseuse.	
a1 - La séquence majeure gréseuse.	
a2 - La séquence majeure argilo-gréseuse.	
b) La séquence supérieure gréseuse.	
B - Les coupes du Jbel Bou Hajjer et de Msoun.	137
C - Conclusion.	141
II - LA REGION DE TAOURIRT.	141
A - La coupe du Jbel Mazouz.	142
1 - Données lithologiques.	

a) L'ensemble inférieur gréseux.	
b) L'ensemble supérieur gréseux.	
2 - L'arrangement séquentiel.	
a) La séquence inférieure.	
b) La séquence supérieure.	
B - Conclusion.	150
III - LES RELATIONS LATÉRALES ENTRE TERNI-MASGOUT ET TAOURIRT.	151
CONCLUSION.	153
1 - Les étapes de l'évolution sédimentaire.	
2 - Les paléogéographies successives.	
a) Première variante.	
b) Deuxième variante.	
3 - Comparaisons des dispositifs de la marge rifaine avec des modèles connus, fossiles ou actuels.	
4 - Les contrôles de la sédimentation.	
a) Le facteur tectonique.	
b) Le contrôle climatique.	
5 - La marge rifaine nord-orientale dans le cadre paléogéographique maghrébin.	
<u>Deuxième partie</u> : LES FORMATIONS DE MECHRA KLILA ET D'AHMAR LAKHDAR.	161
Chapitre I : ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.	163
I - LES COUPES-TYPES.	163
A - Les calcaires de Mechra Klila.	163
1 - Localisation géographique de la coupe-type.	
2 - La coupe Koudiat el Hamiret-gorges de la Moulouya.	
B - Les marno-calcaires et calcaires d'Ahmar Lakhdar.	166
1 - Localisation géographique.	
2 - La coupe du Jbel Ahmar Lakhdar.	
a) L'ensemble inférieur marno-calcaire.	
b) L'ensemble supérieur carbonaté.	
c) Le milieu de dépôt.	
C - Conclusion.	169
II - LES PROFILS-TYPES.	170

A - Le profil I.	170
1 - Les Calcaires de Mechra Klila.	
a) A Lahyat Faraoun.	
b) Dans la région d'Hassi Berkane.	
c) Dans la région d'el Aïoun.	
d) Relations entre les coupes.	
2 - Les Marno-calcaires et Calcaires d'Ahmar Lakhdar.	
a) A Lahyat Faraoun.	
b) Dans la région d'Hassi Berkane.	
c) A Mechra Klila.	
d) Dans la région d'el Aïoun.	
e) Rapport entre les coupes.	
B - Le profil II.	183
1 - A Aklim.	
2 - Au Jorf el Abiod.	
3 - A Gam Gam.	
4 - Au Jbel Massil.	
5 - Relations entre les coupes.	
6 - Conclusions.	
C - Le profil III.	190
1 - La coupe du Jbel Bou Hajjer.	
2 - La coupe de Messeklat.	
3 - La coupe du Guern Saka.	
4 - La coupe de Teniet el Hamra.	
5 - Les coupes annexes.	
a) La coupe du Draa Sidi Saada.	
b) La coupe du Jbel Bou Haïdour.	
6 - Conclusion.	
III - LES ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES.	197
1 - Les foraminifères.	
2 - Les algues.	
3 - Age des formations.	
Chapitre II : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE.	199
I - LES MILIEUX DU TALUS EXTERNE.	199
A - Les faciès vaseux et sablo-vaseux à spongiaires de la base du talus.	200
1 - Les marnes et les biomicrites à spicules de spongiaires.	
2 - Les biopelmicrites fines à spicules de spongiaires et échinodermes.	

B - Les faciès vaso-sableux et sablo-vaseux du talus moyen et supérieur.	201
1 - Les biopelmicrites grossières à échinodermes.	
2 - Les biomicrites et biosparites très grossières à crinoïdes et bryozoaires.	
C - Les brèches.	203
D - Arrangement séquentiel et organisation de l'environnement sur le talus.	203
1 - Séquence montrant le passage progressif marnes - biomicrites à spicules de spongiaires - biomicrites et biosparites grossières à crinoïdes et bryozoaires.	
2 - Séquence de talus inférieur comportant des dépôts bréchiques.	
3 - Aspects morphologiques et influences de la tectonique synsédimentaire.	
a) 1er cas.	
b) 2e cas.	
E - Conclusion.	207
II - LES MILIEUX DE BORDURE ET DE PLATE-FORME INTERNE.	208
A - Les faciès de la bordure.	208
1 - Les faciès à madréporaires.	
2 - Les faciès oolitiques.	
B - Les faciès de transition.	209
1 - Les oomicrites et les bioomicrites à lamellibranches.	
2 - Les biosparites à biomicrites à débris micritisés.	
3 - Les biomicrites à organismes encroûtants.	
C - Les faciès de plate-forme interne.	212
1 - Les biopelmicrites à oncolites.	
2 - Les biomicrites à biopelmicrites fines à dasycladales, favréines et foraminifères.	
3 - Les pelmicrites à pelsparites litées.	
4 - Les biopelmicrites grossières à lamellibranches et échinodermes.	
5 - Les bioosparites et les oosparites à oolites fines.	
D - Les faciès du domaine margino-littoral.	218
E - Arrangement séquentiel et organisation de l'environnement en domaine interne.	219
1 - Les séquences de passage bordure-plate-forme interne.	

a) Passage bordure oolitique - plate-forme interne.	
b) Passage bordure à bioconstruction à madréporaires - plate-forme interne.	
c) Passage bordure sableuse - plate-forme interne.	
d) Cas particulier des séquences à éléments bréchiques.	
2 - Les séquences de plate-forme interne.	
a) Les séquences de plate-forme interne à dominante calcaire.	
b) Les séquences de plate-forme interne à dominante argileuse.	
3 - Les séquences de passage de la plate-forme interne au domaine littoral ou margino-littoral.	
a) Les séquences de passage plate-forme interne - domaine côtier sableux.	
b) Les séquences de passage plate-forme - domaine margino-littoral.	
F - Organisation générale des milieux de dépôt.	236
1 - Une plate-forme abritée, barrée localement sur sa bordure externe, par des levées sableuses ou des bioconstructions à madréporaires et prolongée proximale par un estran de faible agitation.	
2 - Une plate-forme ouverte à frange littorale sableuse bioclastique et oolitique, d'agitation modérée à forte.	
CONCLUSION.	240
1 - Les étapes de l'évolution sédimentaire.	
2 - Aperçus paléogéographiques.	
a) Première variante.	
b) Deuxième variante.	
3 - Les facteurs de contrôle de la sédimentation.	
a) La tectonique.	
b) Le climat.	
4 - La marge rifaine nord-orientale dans le contexte paléogéographique maghrébin.	
a) Calcaires de Mechra Klila.	
b) Marno-calcaires d'Ahmar Lakhdar.	
<u>Troisième partie</u> : LA FORMATION DE BOU RHENNJA.	249
Chapitre I : ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.	251
I - LA COUPE-TYPE.	251
A - Localisation de la coupe.	251

B - Description de la coupe.	253
1 - La première séquence majeure (SI).	
2 - La seconde séquence majeure (SII).	
3 - Conclusion.	
II - LE PROFIL-TYPE.	256
A - Description des coupes.	256
1 - La coupe de Mechra Homadi ouest.	
a) La première séquence majeure.	
b) La seconde séquence majeure.	
2 - La coupe de Mechra Homadi est.	
3 - La coupe du flanc sud du Jbel Kerker.	
a) La séquence majeure SI.	
b) La séquence majeure SII.	
c) Aspect micropaléontologique.	
4 - La coupe du flanc nord du Jbel Kerker.	
5 - Relations entre les coupes.	
B - Conclusion.	267
III - LES ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES.	268
1 - Les foraminifères.	
2 - Les algues.	
3 - Les calpionelles.	
4 - Age de la formation.	
Chapitre II : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE.	270
I - LES MILIEUX DE BORDURE.	270
A - Les faciès de bordure sableuse bioclastique.	270
1 - Les biosparites grossières à débris de madréporaires micritisés.	
2 - Les biopelsparites grossières à algues.	
3 - Les pelsparites finement litées.	
4 - Les pelmicrites et pelsparites grossières à débris micritisés.	
B - Les faciès de bordure oolitique.	274
C - Les faciès de transgression.	274
1 - Les brèches.	
2 - Les biomicrites à huîtres, à éléments bréchiques dispersés.	
D - Conclusion.	276

II - LA PLATE-FORME INTERNE.	276
A - Les faciès de vasière.	276
1 - Les biopelmicrites à oncolites.	
2 - Les micrites, biomicrites et biopelmicrites fines à dasycladales et foraminifères.	
B - Les faciès de la frange littorale.	277
1 - Les pelmicrites à pelsparites litées.	
2 - Les biopelmicrites grossières à lamellibranches et échinodermes.	
3 - Les biooosparites et oosparites à fines oolites.	
C - Conclusion.	278
III - LE DOMAINE MARGINO-LITTORAL.	278
1 - Les pelsparites, pelmicrites et micrites à structures algo-laminaires.	
2 - Les marnes et micrites à characées.	
IV - LES DIFFERENTS TYPES D'ARRANGEMENTS SEQUENTIELS.	280
A - Les séquences de bordure.	280
B - Les séquences de passage de la bordure à la plate-forme interne.	282
1 - Séquence de passage de la bordure bioclastique à la plate-forme interne.	
2 - Les séquences de passage de la bordure, comportant des sables oolitiques, à la plate-forme interne.	
C - Les séquences de passage de la plate-forme interne au domaine margino-littoral.	287
1 - Séquences montrant le passage d'une zone de vasière littorale, à bancs de lamellibranches, au domaine d'estran.	
2 - Séquence de passage de la frange côtière vaso-sableuse, bioclastique et oolitique, au domaine margino-littoral lagunaire.	
3 - Séquences de passage entre vasière à affinités marines et vasière saumâtre.	
4 - Conclusion.	
D - Les séquences de la transgression berriasienne.	292
1 - Au Jbel Kerker nord.	
2 - Au Jbel Bou Rhennja.	
3 - Conclusion.	
F - Organisation générale des milieux de dépôt.	296

CONCLUSION.	299
1 - Les étapes de l'évolution sédimentaire.	
2 - Aperçu paléogéographique.	
3 - Les facteurs de contrôle de la sédimentation.	
a) La tectonique.	
b) le climat.	
4 - Place de la marge rifaine nord-orientale dans le contexte paléogéographique maghrébin.	
CONCLUSIONS GENERALES.	305
I - RESULTATS STRATIGRAPHIQUES.	305
II - RESULTATS SEDIMENTOLOGIQUES.	309
A - L'organisation mégaséquentielle.	309
1 - Une phase d'installation.	
2 - Une phase de maturité.	
a) Sans extension centrifuge.	
b) Avec extension centrifuge.	
B - La dynamique sédimentaire.	311
1 - Une plate-forme littorale terrigène alimentée par un édifice deltaïque.	
a) Une plate-forme terrigène à bordure carbonatée dans le prolongement d'un édifice deltaïque.	
b) Une plate-forme à dominante terrigène dans le prolongement d'un puissant delta sableux.	
2 - Une plate-forme carbonatée ou plateau carbonaté à fond plat, protégée par un rebord externe plus ou moins continu.	
a) Un plateau carbonaté barré localement par des levées sableuses et par de petites constructions coralliennes dispersées.	
b) Un plateau carbonaté à bordure escarpée, découpée par des accidents.	
c) Un plateau carbonaté très peu profond à bordure sableuse et frange margino-littorale très développée.	
3 - Une plate-forme carbonatée ou rampe carbonatée inclinée en pente douce vers le large.	
C - Les facteurs de contrôle de la sédimentation.	323
1 - Les facteurs externes.	
a) L'eustatisme.	

b) Le climat.

2 - Les facteurs internes.

3 - Le facteur tectonique.

a) La subsidence.

b) Les grandes lignes paléotectoniques régionales.

c) Le contexte géodynamique en Méditerranée occidentale.

BIBLIOGRAPHIE.	329
------------------------	-----

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Situation géographique de la région étudiée.	3
Fig. 2 - Carte géologique simplifiée du Maroc nord-oriental.	4
Fig. 3 - Aperçu paléogéographique au Lias moyen (A) et au début du Dogger (B).	6
Fig. 4 - Aperçu paléogéographique à la fin de l'Oxfordien (A) et au Kimméridgien-Portlandien (B).	7
Fig. 5 - Evolution séquentielle du Jurassique au Maroc nord-oriental.	9
Fig. 6 - Les formations de la série étudiée.	14
Fig. 7 - Nomenclatures d'Algérie et du Maroc nord-oriental.	16
Fig. 8 - Zonations horizontales des milieux et des faciès.	18
Fig. 9A - Diagramme vitesse-taille des grains.	22
Fig. 9B - Diagramme énergie-taille des grains.	22
Fig. 10 - Exemple de structures à litage oblique résultant de la migration de dunes sous-marines.	23
Fig. 11 - Répartition des structures de litage : exemple d'une séquence avec tous les termes, dans les Grès des Beni Ourimeuch.	24
Fig. 12 - Carte de localisation des affleurements et des coupes.	27
Fig. 13 - Localisation géographique de la coupe-type.	28
Fig. 14 - Les grandes unités lithologiques et séquentielles du Jbel Achaoun.	29
Fig. 15 - La séquence majeure carbonatée SI du Jbel Achaoun.	30
Fig. 16 - La séquence majeure gréseuse inférieure SII du Jbel Achaoun.	32
Fig. 17 - La séquence majeure gréso-argileuse SIII du Jbel Achaoun.	33
Fig. 18 - La séquence majeure gréseuse supérieure SIV du Jbel Achaoun.	35
Fig. 19 - Evolution générale des séquences et des milieux de dépôt.	37
Fig. 20 - Profil-type : corrélations des séquences.	39
Fig. 21 - La séquence majeure carbonatée SI au Jorf el Abiod.	40
Fig. 22 - La séquence majeure SI d'Aklim.	41
Fig. 23 - La séquence majeure carbonatée SI d'Hassi Berkane.	42
Fig. 24 - Corrélations des faciès et répartition des domaines de sédimentation dans la séquence SI.	44
Fig. 25 - La séquence majeure gréseuse inférieure SII : coupes, corrélations des faciès et répartition des domaines sédimentaires.	46

Fig. 26 - La séquence gréso-argileuse SIII au Jorf el Abiod.	48
Fig. 27 - La séquence gréso-argileuse SIII à Aklim.	49
Fig. 28 - La séquence gréso-argileuse SIII à Hassi Berkane.	50
Fig. 29 - Corrélations des faciès et répartition des domaines de sédimentation dans la séquence SIII.	52
Fig. 30 - Corrélation des faciès et répartition des domaines de sédimentation dans la séquence SIV.	55
Fig. 31 - Schéma interprétatif montrant l'évolution régressive.	57
Fig. 32 - Schéma interprétatif montrant les rapports entre les variations d'épaisseur des corps sédimentaires et les mouvements du sous-bassement.	58
Fig. 33 - Coupe du Jbel Massil.	60
Fig. 34 - Coupe de la Koudiat Hamiret.	61
Fig. 35 - Coupe du Jbel Mrhiris.	63
Fig. 36 - Séquences de talus de la base de la séquence majeure SI d'Hassi Berkane.	76
Fig. 37 - Séquences de talus dans la séquence majeure SIII d'Hassi Berkane.	78
Fig. 38 - Profil théorique du talus montrant la répartition des faciès et des organismes.	80
Fig. 39 - Aspect morphologique montrant le passage rapide entre la base et le sommet d'un talus de type accrétion.	82
Fig. 40 - Aspect morphologique d'une rampe carbonatée montrant le passage progressif entre la base du talus et la bordure de la plate-forme.	83
Fig. 41 - Les bioconstructions du haut-fond d'Hassi Berkane.	95
Fig. 42 - Les bioconstructions à madréporaires (coupe des virages du douar de Maboura) en bordure de plate-forme.	96
Fig. 43 - Séquences de bordure mixte à madréporaires et oolites, détail de SIIa du Jbel Achaoun.	97
Fig. 44 - Schéma interprétatif montrant les relations entre milieux à madréporaires et milieux oolitiques.	99
Fig. 45 - Séquences de bordure oolitique au Jorf el Abiod.	100
Fig. 46 - Séquence de barre sous-marine oolitique (Hassi Berkane).	102
Fig. 47 - Répartition paléogéographique des ensembles sédimentaires lors du dépôt de la séquence principale SIIa.	106
Fig. 48 - Coupe partielle de la séquence SI d'Aklim montrant des séquences de type A.	114

Fig. 49 - Exemple de séquences élémentaires (type B) montrant le passage de la plate-forme externe à la bordure carbonatée.	116
Fig. 50 - Séquence élémentaire (type C) montrant le passage de la plate-forme littorale sans bordure carbonatée.	118
Fig. 51 - Exemples de séquences élémentaires de plate-forme littorale (type D).	119
Fig. 52 - Exemples de séquences margino-littorales de lagune à affinités marines (type E1). Coupe du Jbel Achaoun.	121
Fig. 53 - Organisation des dépôts en domaine margino-littoral. Coupe de la base de la séquence SIII, au pied du Jbel Israne (flanc nord des Beni Snassen).	122
Fig. 54 - Plate-forme avec bordure carbonatée et plate-forme littorale bien développée.	124
Fig. 55 - Plate-forme avec bordure carbonatée, plate-forme littorale étroite en avant d'un domaine margino-littoral bien développé.	125
Fig. 56 - Plate-forme simple.	126
Fig. 57 - Schéma paléogéographique possible lors du dépôt de SIII.	126
Fig. 58 - Coupe schématique du Jbel Lagsiaât.	130
Fig. 59 - Coupe de Bab el Gabs.	131
Fig. 60 - Coupe du Guarn Labied.	133
Fig. 61 - Coupe du Jbel Bou Hajjer.	137
Fig. 62 - Coupe et interprétation des 2 intercalations carbonatées du Jbel Bou Hajjer.	138
Fig. 63 - Coupe de Messeklat (région de Msoun).	140
Fig. 64 - Coupe simplifiée du Jbel Mazouz.	142
Fig. 65 - Coupe de la partie terminale des Grès supérieurs de Bou Rached au Jbel Mazouz.	144
Fig. 66 - Organisation séquentielle élémentaire dans l'ensemble inférieur gréseux.	145
Fig. 67 - Modèle séquentiel d'un système fluviatile en tresse de type Bijou Creek.	147
Fig. 68 - Organisation séquentielle dans l'ensemble supérieur gréseux.	148
Fig. 69 - Organisation horizontale possible des dispositifs lors des 2 phases de sédimentation des Grès supérieurs de Bou Rached.	151
Fig. 70 - Les étapes de l'évolution sédimentaire et des milieux de dépôt.	153
Fig. 71 - Dispositif paléogéographique réalisé au cours de la phase I.	155

Fig. 72 - Dispositif paléogéographique réalisé au cours de la phase II.	156
Fig. 73 - Les systèmes deltaïques et de plate-forme du Wilcox Group (Eocène) et du NW du Golfe du Mexique (Holocène).	158
Fig. 74 - Schéma paléogéographique possible de la bordure nord-occidentale de la plaque africaine à l'Oxfordien supérieur-Kimmeridgien inférieur.	160
Fig. 75 - Carte de localisation des affleurements et des coupes.	161
Fig. 76 - Localisation géographique de la coupe-type des Calcaires de Mechra Klila.	163
Fig. 77 - Coupe-type des Calcaires de Mechra Klila.	165
Fig. 78 - Localisation géographique de la coupe-type des Marno-calcaires et Calcaires d'Ahmar Lakhdar.	166
Fig. 79 - Coupe-type des Marno-calcaires et Calcaires d'Ahmar Lakhdar.	168
Fig. 80 - Profil-type des Formations de Mechra Klila et d'Ahmar Lakhdar de la partie ouest des Beni Snassen occidentaux.	171
Fig. 81 - Coupe du sommet de Lahyat Faraoun.	172
Fig. 82 - Relations entre les unités lithologiques du sommet de Lahyat Faraoun.	173
Fig. 83 - Géométrie des corps sédimentaires du sommet de Lahyat Faraoun.	174
Fig. 84 - Coupe de la séquence principale 2 d'Hassi Berkane.	175
Fig. 85 - Organisation possible des corps sédimentaires de la Formation des Calcaires de Mechra Klila, le long du profil-type I.	178
Fig. 86 - Coupe de la Formation d'Ahmar Lakhdar à Mechra Klila.	180
Fig. 87 - Coupe de la Formation d'Ahmar Lakhdar à El Aïoun.	181
Fig. 88 - Organisation possible des corps sédimentaires de la Formation d'Ahmar Lakhdar, le long du profil-type I.	183
Fig. 89 - Profil-type II ; corrélations entre les deux premières séquences principales de la partie orientale des Beni Snassen occidentaux.	184
Fig. 90 - Coupe des deux premières séquences principales d'Aklim.	185
Fig. 91 - Coupe des deux premières séquences principales du Jorf el Abiod.	187
Fig. 92 - Coupe des deux premières séquences principales de Gam Gam.	188
Fig. 93 - Organisation possible des corps sédimentaires de la première séquence principale de la Formation de Mechra Klila le long du profil-type II.	189
Fig. 94 - Profil-type III, corrélations entre les deux premières séquences principales du Terni-Masgout et de Taourirt.	191












Fig. 95 - Coupe de la première séquence principale des Calcaires du Terni au Jbel Bou Hajjer.	192
Fig. 96 - Coupe de Draa Sidi Saada.	195
Fig. 97 - Coupe du Jbel Bou Haïdour.	196
Fig. 98 - Exemples de séquences de talus rencontrées au sommet de Lahyat Faraoun.	204
Fig. 99 - Aspect morphologique d'une rampe en pente douce montrant le passage des vases du pied de talus aux sables vaseux et sables du sommet.	206
Fig. 100 - Essai d'interprétation de la mise en place des niveaux bréchiques à boules.	207
Fig. 101 - Séquence montrant le passage bordure oolitique, plate-forme interne.	220
Fig. 102 - Aspects morphologiques du passage de la bordure oolitique à la plate-forme interne.	221
Fig. 103 - Séquence montrant le passage bordure à bioconstructions-plate-forme interne (Formation de Mechra Klila d'Aklim).	222
Fig. 104 - Aspects morphologiques du passage de la bordure bioconstruite à la plate-forme interne.	223
Fig. 105 - Séquence montrant le passage bordure sableuse-plate-forme interne (base de la Formation de Mechra Klila d'Hassi Berkane).	224
Fig. 106 - Aspects morphologiques du passage de la bordure sableuse à la plate-forme interne.	225
Fig. 107 - Exemple de séquences à éléments bréchiques (sommet de la Formation de Mechra Klila, au Jbel Bessem).	226
Fig. 108 - Organisation horizontale possible du dispositif ayant engendré les brèches.	228
Fig. 109 - Séquences de plate-forme interne à dominante carbonatée (Formation de Mechra Klila des gorges de la Moulouya).	228
Fig. 110 - Séquences de plate-forme interne à dominante argileuse (Formation d'Ahmar Lakhdar des gorges de la Moulouya).	230
Fig. 111 - Séquences montrant le passage de la plate-forme interne en domaine littoral (Formation d'Ahmar Lakhdar d'el Aïoun).	233
Fig. 112 - Aspects morphologiques du passage de la plate-forme interne au domaine littoral.	234
Fig. 113 - Séquence montrant le passage de la plate-forme interne au domaine margino-littoral (base de la Formation de Mechra Klila, à Taforalt).	235

Fig. 114 - Aspects morphologiques du passage de la plate-forme interne au domaine margino-littoral.	236
Fig. 115 - Répartition schématique des milieux de bordure et de plate-forme interne et des organismes les plus fréquents, lors du dépôt des Calcaires de Mechra Klila.	237
Fig. 116 - Répartition schématique des milieux de plate-forme interne et des organismes les plus fréquents, lors du dépôt des Marno-calcaires d'Ahmar Lakhdar.	239
Fig. 117 - Dispositif paléogéographique réalisé au début de la sédimentation des Calcaires de Mechra Klila.	241
Fig. 118 - Dispositif paléogéographique réalisé au cours de la sédimentation des Marno-calcaires d'Ahmar Lakhdar.	243
Fig. 119 - Relations entre morphologie générale subsidence et comblement.	244
Fig. 120 - Dispositif paléogéographique général de la période correspondant aux Calcaires de Mechra Klila (Kimméridgien sup.), du Maroc nord-oriental et d'Algérie occidentale.	246
Fig. 121 - Dispositif paléogéographique général de la période correspondant aux Marno-calcaires d'Ahmar Lakhdar (Portlandien inf.), du Maroc nord-oriental et d'Algérie occidentale.	247
Fig. 122 - Carte de localisation des affleurements et des coupes.	249
Fig. 123 - Localisation géographique de la coupe-type des Marno-calcaires de Bou Rhennja.	251
Fig. 124 - Coupe-type des Marno-calcaires de Bou Rhennja (séquence majeure SI).	252
Fig. 125 - Coupe-type des Marno-calcaires de Bou Rhennja (séquence majeure SII).	255
Fig. 126 - Profil-type des Marno-calcaires de Bou Rhennja dans la partie occidentale des Beni Snassen et au Jbel Kerker.	257
Fig. 127 - Coupe des Marno-calcaires de Bou Rhennja à Mechra Homadi ouest (séquence majeure SI).	258
Fig. 128 - Coupe des Marno-calcaires de Bou Rhennja à Mechra Homadi ouest (séquence majeure SII).	259
Fig. 129 - Coupe des Marno-calcaires de Bou Rhennja du flanc sud du Jbel Kerker.	262
Fig. 130 - Coupe de la séquence principale 6 du flanc sud du Jbel Kerker.	263
Fig. 131 - Coupe des Marno-calcaires de Bou Rhennja sur le flanc nord du Jbel Kerker.	265

Fig. 132 - Organisation possible des corps sédimentaires de la Formation des Marno-calcaires de Bou Rhennja le long du profil type.	267
Fig. 133 - Séquences de bordure sableuse (Formation de Bou Rhennja, flanc nord du Jbel Kerker, séquence principale 7).	280
Fig. 134 - Aspect morphologique et répartition des principaux dépôts sur la bordure sableuse.	282
Fig. 135 - Séquence montrant le passage de la bordure sableuse à la plate-forme interne (Formation de Bou Rhennja, flanc nord du Jbel Kerker, base de la séquence principale 8).	283
Fig. 136 - Répartition des principaux dépôts de la bordure à la plate-forme interne.	284
Fig. 137 - Séquences montrant le passage de la bordure oolitique à la plate-forme interne (Formation de Bou Rhennja, flanc sud du Jbel Kerker, séquence principale 7).	285
Fig. 138 - Aspect morphologique et organisation des Principaux milieux depuis la bordure sableuse jusqu'à la plate-forme interne.	286
Fig. 139 - Séquences montrant le passage de la vasière littorale à lamellibranches ou domaine d'estran (Formation de Bou Rhennja, Mechra Homadi est, base de la séquence principale 7).	287
Fig. 140 - Aspect morphologique et organisation des principaux milieux de la vasière littorale au domaine d'estran.	288
Fig. 141 - Séquence de passage de la frange côtière vaso-sableuse, bioclastique et oolitique, au domaine margino-littoral lagunaire (Formation de Bou Rhennja, dernière séquence élémentaire de la séquence principale 6 de Mechra Homadi).	289
Fig. 142 - Répartition des principaux milieux sur la plate-forme littorale.	290
Fig. 143 - Séquence de passage entre vasière à affinités marines et vasière à affinités saumâtres (Formation de Bou Rhennja, partie terminale de la séquence principale 8).	291
Fig. 144 - Organisation des milieux de dépôts sur la plate-forme littorale et le domaine margino-littoral.	292
Fig. 145 - Séquences transgressives berriasiennes (séquence principale 10, du flanc nord du Jbel Kerker).	293
Fig. 146 - Séquences transgressives berriasiennes (séquence principale 10 du Jbel Bou Rhennja).	294
Fig. 147 - Organisation générale des milieux de dépôt pendant la transgression du Berriasien.	295

Fig. 148 - Répartition schématique des milieux de dépôt et des organismes les plus fréquents, lors de la sédimentation des Marno-calcaires de Bou Rhennja.	297
Fig. 149 - Dispositif paléogéographique réalisé lors du dépôt des Marno-calcaires de Bou Rhennja.	300
Fig. 150 - Dispositif paléogéographique général de la période correspondant à fin du Portlandien.	302
Fig. 151 - Répartition stratigraphique des principaux marqueurs du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de l'avant-pays rifain oriental.	307
Fig. 152 - Découpage séquentiel, évolution sédimentologique et place des événements tectoniques majeurs dans la structuration de la plate-forme bordière du Rif oriental pendant le Jurassique supérieur et la base du Crétacé.	310
Fig. 153 - Aspect théorique du dispositif de plate-forme littorale mixte, carbonatée et deltaïque : base des Grès des Beni Ourimeuch et des Grès supérieurs de Bou Rached.	313
Fig. 154 - Dispositif de plate-forme littorale terrigène et deltaïque : sommet des Grès des Beni Ourimeuch et des Grès supérieurs de Bou Rached.	315
Fig. 155 - Dispositif de plate-forme ou plateau carbonaté barré localement par des levées sableuses et des constructions coralliennes dispersées : base de Calcaires de Mechra Klila.	317
Fig. 156 - Dispositif de plate-forme ou plateau carbonaté à bordure escarpée, découpée par des accidents : sommet des Calcaires de Mechra Klila.	318
Fig. 157 - Dispositif de plate-forme ou plateau carbonaté très peu profond à bordure sableuse et frange margino-littorale très développée : sommet des Marno-calcaires de Bou Rhennja (régression purbeckienne).	320
Fig. 158 - Dispositif de plate-forme ou rampe carbonatée inclinée en pente douce vers le large : Marno-calcaires d'Ahmar Lakhdar.	321
Fig. 159 - Coupe palinspastique représentant la géométrie des quatre corps sédimentaires le long d'un profil partant des Beni Bou Ifrouir au NW et se terminant à la limite de la chaîne des Horsts au SE.	326
Fig. 160 - Contexte géodynamique en Méditerranée occidentale au Jurassique supérieur.	327

TABLEAU DES FIGURÉS ET DES SYMBOLES UTILISÉS
POUR L'ILLUSTRATION DES FIGURES

	Faciès à dominante argileuse			Wackestone-Packstone
				Grainstone (ex : oolitique)
				Faciès bioclastiques indifférenciés Dolomies
	Grès			
	Mudstone			
●	gros péloïdes	o	ostracodes	
•	petits péloïdes	∩	lamellibranches	
◉	oolites	⚓	gastéropodes	
◉	oncolites	∩	serpules	
△	éléments bréchiques (lithoclastes)	⊞	favréines	
∞	bioclastes indifférenciés	⊞	foraminifères (libres-encroûtants)	
+	débris de madréporaires non usés	∩	tubiphytes	
⊕	débris de madréporaires usés	∩	dasycladales	
✱	madréporaires branchus	* I	clypéines	
∩	madréporaires en cupules	∩	<u>Campbelliella</u>	
∩	madréporaires en boules	✱	<u>Marinella</u>	
∩	stromatopores	✱	<u>Cayeuxia</u>	
●	échinides (radioles et plaques)	∩	<u>Bacinella-Lithocodium</u> stratiformes	
◇	crinoïdes	∩	nodules algaïres (entiers-brisés)	
Y	bryozoaires	∩	characées	
∩	spongiaires (spicules)	∩	laminites stromatolitiques	
⊙	calcisponges	∩	bird eyes	
		◇	chicken wire	
		∩	pseudomorphose de gypse	
		∩	bioturbation	

INTRODUCTION

I - CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

La région étudiée dans ce mémoire est située dans la partie nord-orientale du Maroc. Limitée à l'Est par la frontière avec l'Algérie, au Nord par la Méditerranée, à l'Ouest par le Rif et au Sud par la chaîne des Horsts et la retombée nord du Moyen-Atlas, elle présente un ensemble de reliefs modelés dans des terrains d'âge jurassico-crétacé et miocène à l'exception des boutonnières paléozoïques du Boudoufoud et des Beni Snassen orientaux.

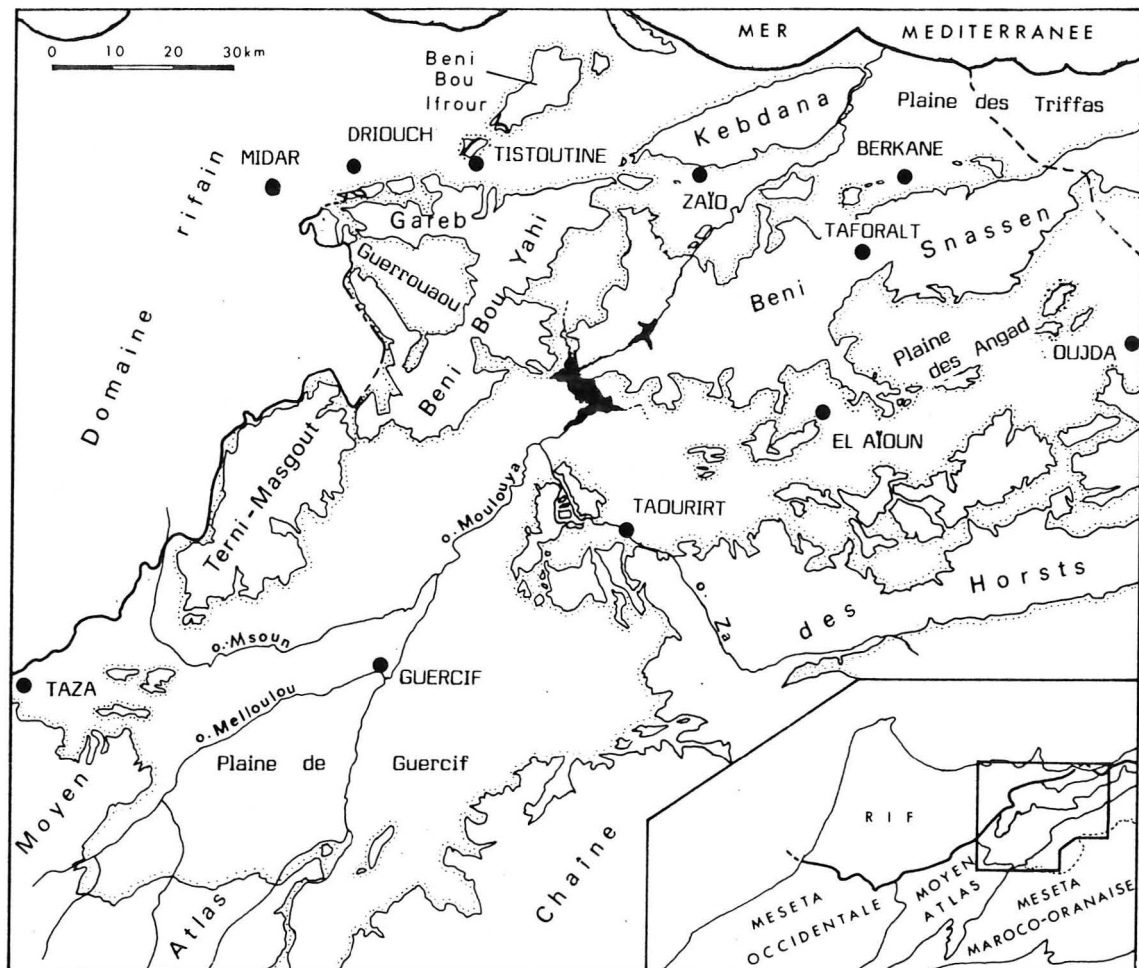


Fig. 1 - Situation géographique de la région étudiée.

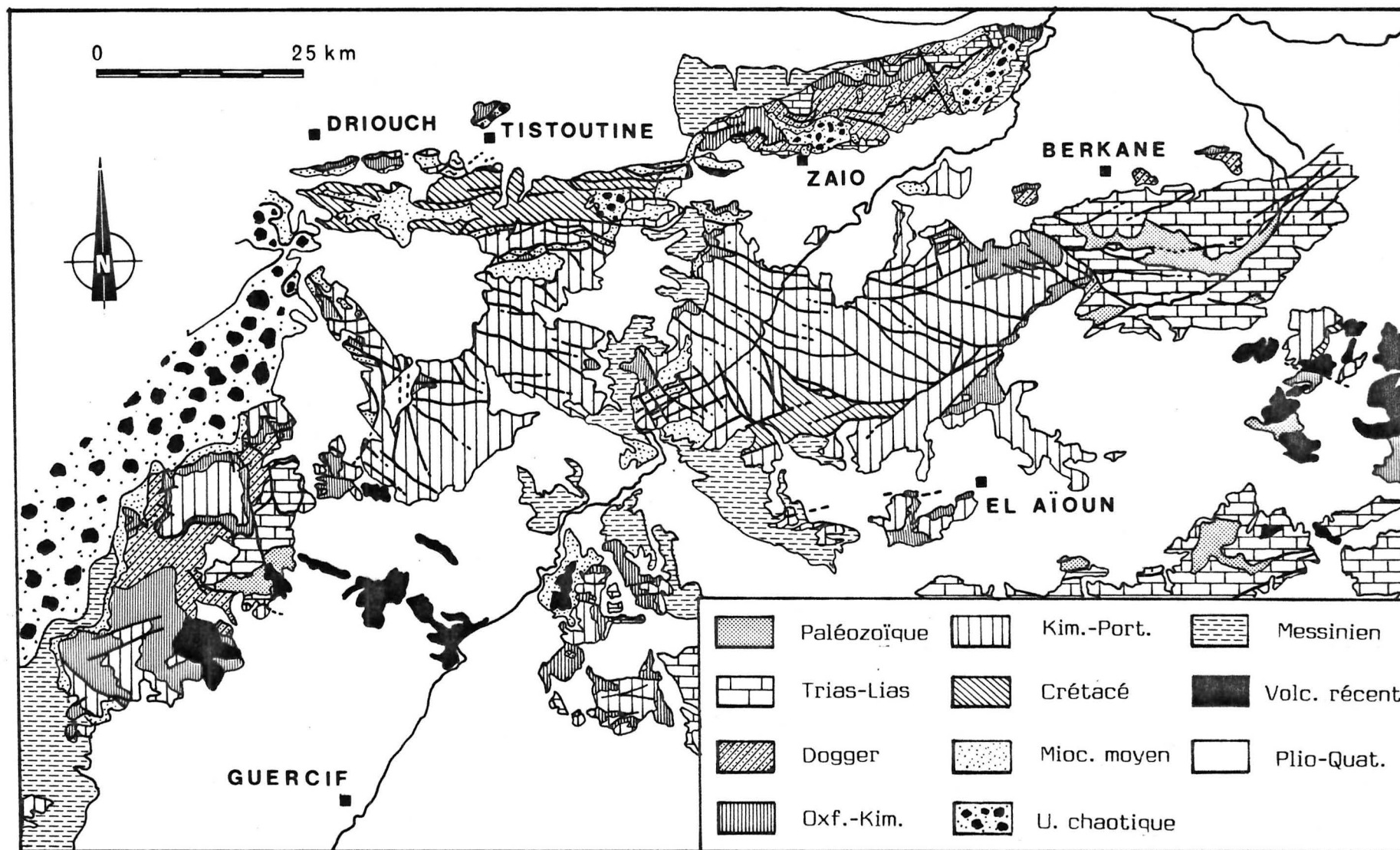


Fig. 2 - Carte géologique simplifiée du Maroc nord-oriental. Documents consultés : cartes géologiques d' Oujda (1/500000), Tistoutine (1/100000), Hervouët (1985), de Luca (inédit), Monition (1958) et travaux personnels (1980 et inédits).

Entre les reliefs s'étendent de vastes dépressions très plates, subdésertiques, comblées par des sédiments néogènes et quaternaires (Guerrouaou, plaines de Guercif, des Triffas et des Angad).

A - LES ENSEMBLES SEDIMENTAIRES ET STRUCTURAUX.

Située à l'Est du domaine rifain proprement dit, la partie nord-orientale du Maroc comporte plusieurs ensembles sédimentaires et structuraux :

A - un complexe de resédimentation (ou olistostrome) d'âge tortonien nommé Unité chaotique de Gareb-Kebdana par Hervouët et de Luca (1980) ;

B - un "avant-pays tectonisé" supportant localement l'Unité chaotique tortonienne. La série sédimentaire, d'âge mésozoïque (Jurassique et Crétacé inférieur) et cénozoïque (Miocène moyen discordant) est affectée de plis, chevauchements et écaillages à vergence générale sud et d'une ou plusieurs schistosités. Appartiennent à ce domaine, la retombée nord du chaînon du Gareb (Unité Gareb-Nord ; Hervouët, 1985) et la chaîne des Kebdana (parautochtone de P. de Luca, 1978) ;

C - un avant-pays plus ou moins déformé, ayant également enregistré les mouvements alpins, restant toujours très favorable aux études stratigraphiques et sédimentologiques (Beni Snassen, Beni Bou Yahî et Terni-Masgout).

Afin de replacer les dépôts du Jurassique supérieur dans le contexte sédimentaire et paléogéographique nord-africain, un court résumé rappellera les événements importants et les grandes lignes de la paléogéographie du Jurassique marocain et ouest-algérien, puis un bref aperçu de la nature et de la chronologie des phases tectoniques principales responsables de la structuration au cours du Tertiaire et du Quaternaire complètera ce survol de l'histoire de la région.

B - LE CONTEXTE SEDIMENTAIRE ET PALEOGEOGRAPHIQUE.

L'évolution sédimentaire est sensiblement parallèle à celle du domaine atlasique du Trias au Bathonien et de type marginale à partir du Callovien lors de l'individualisation de la marge rifo-tellienne.

1 - L'histoire atlasique du Trias au Bathonien.

a) Le Trias.

Comme dans tout le domaine germanique, le Trias de la bordure nord de l'Afrique correspond à des dépôts rouges évaporitiques intercalés de "basaltes doléritiques" issus d'un volcanisme tholéïtique interprété comme la conséquence d'un début de "rifting" affectant le domaine atlasique. Sur l'avant-pays rifain oriental, les formations triasiques reposent en discordance directement sur le socle hercynien (boutonnière des Beni Snassen orientaux) ou sur une série volcano-détritique d'âge permien au Sud du Masgout (Hervouët et Hoeppfner, 1982).

b) Du Lias au Bathonien inférieur (fig. 3A et B).

Aux sédiments évaporitiques du Trias, succèdent des dolomies et calcaires à éléments et figures sédimentaires typiques (structures algo-laminaires, pisolites vadoses, fentes de dessiccation, etc...) de plate-forme superficielle très

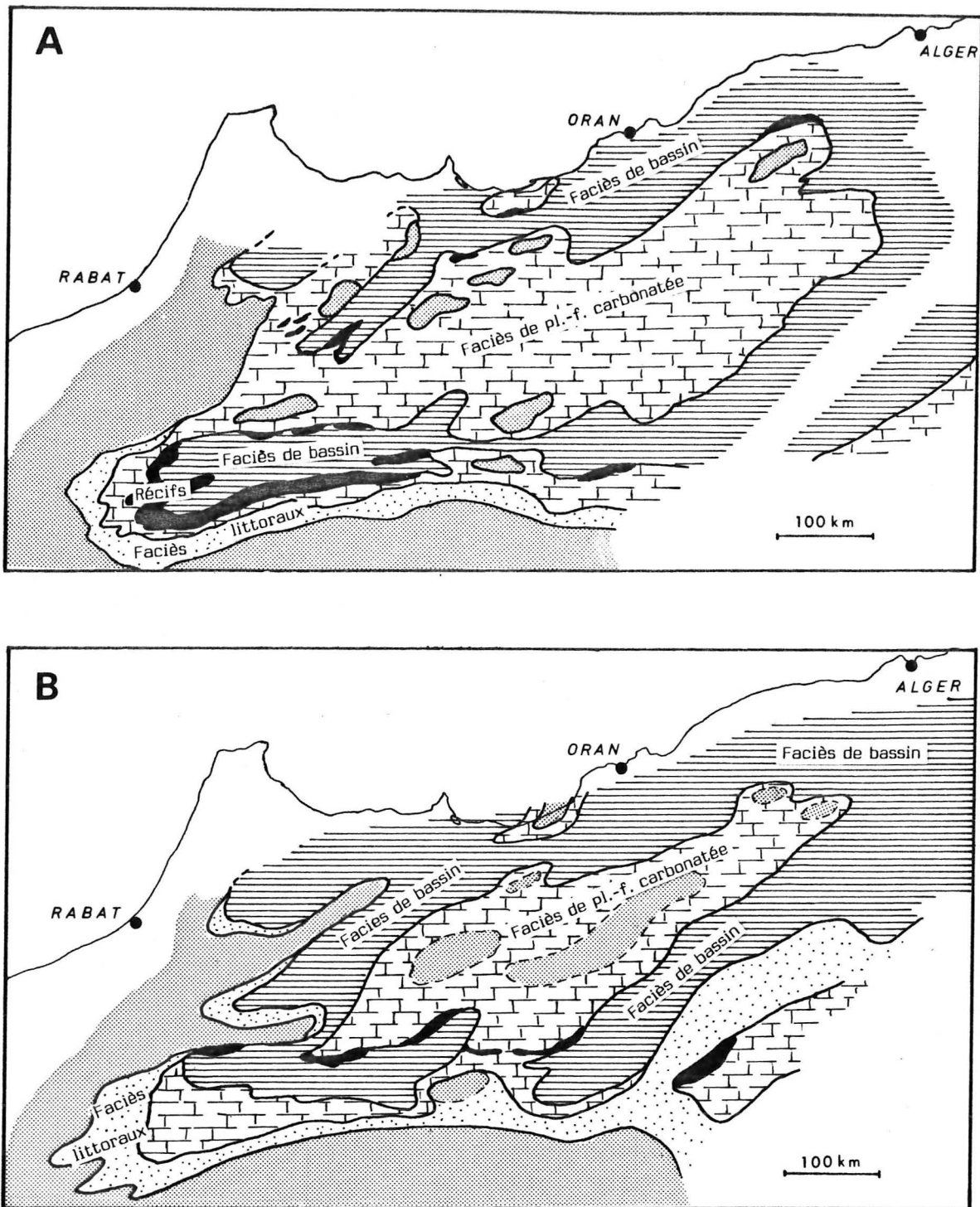


Fig. 3 - Aperçu paléogéographique au Lias moyen (A) et au début du Dogger (B).
D'après Lucas (1942), Guardia (1975) et Vila (1980) pour l'Algérie ;
du Dresnay (1971) pour le Maroc.

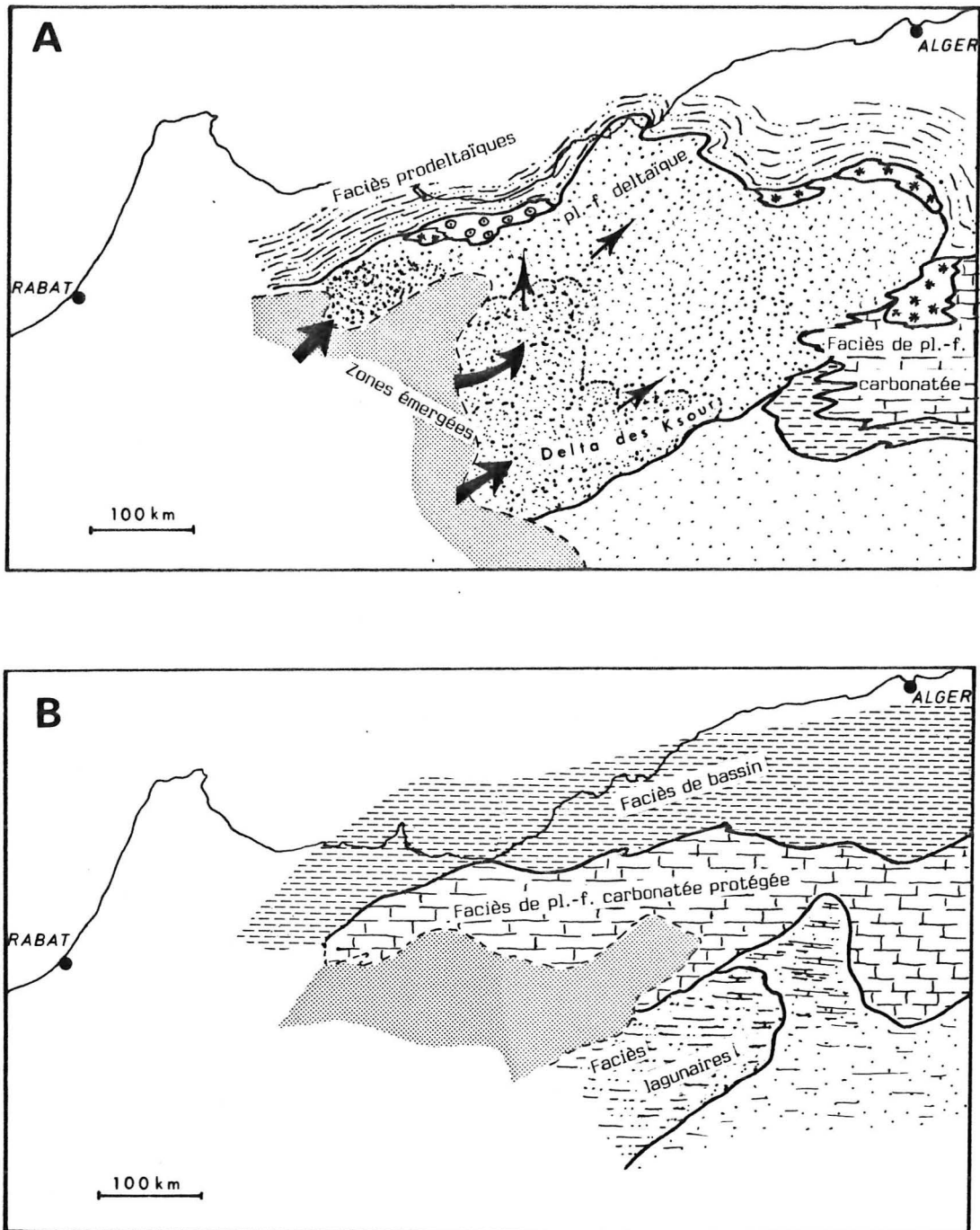


Fig. 4 - Aperçu paléogéographique à la fin de l'Oxfordien (A) et au Kimméridgien-Portlandien (B). D'après Lucas (1942), Augier (1967), Delfaud (1974-75), Guardia (1975), Vila (1980) pour l'Algérie ; Choubert et Faure Muret (1960-62), Benzaquen *et al.* (1965) et travaux personnels pour le Maroc.

peu profonde toujours à la limite de l'exondation, occupant une grande partie de l'Afrique du Nord.

A partir du Carixien (fig. 3A), le dispositif général, sous contrôle tectonique en distension, s'organise selon le schéma suivant : zones stables, peu profondes, à sédimentation carbonatée, bordées de bioconstructions (Causse moyen-atlasique, partie méridionale du Moyen-Atlas, Hauts-Plateaux marocains et Hautes Plaines algériennes) et des zones instables, subsidentes, à sédimentation marneuse de plate-forme ouverte ou de bassin (Haut-Atlas et Atlas saharien au Sud et Moyen-Atlas, avant-pays rifain oriental et sillon tlemcenien au Nord).

Jusqu'au Bajocien, la différenciation entre zones stables et zones subsidentes en extension s'accroît de sorte que le dispositif paléogéographique (fig. 3B) montre 2 sillons à sédimentation pélagique enfoncé en "doigt de gant" dans les domaines anti-atlasique et mésétien et séparés par les Hauts-Plateaux et les Hautes Plaines à sédimentation néritique.

2 - L'histoire de la marge rifo-tellienne du Callovien jusqu'au Crétacé

A partir du Bathonien moyen, le Haut-Atlas central et oriental, le Moyen-Atlas et les Hauts-Plateaux marocains émergent ; l'avant-pays rifain oriental et le "sillon" tlemcenien s'intègrent alors au domaine rifo-tellien dont ils constituent la marge méridionale.

Du Bathonien moyen à l'Oxfordien moyen, la bordure rifo-tellienne se couvre de matériel terrigène argilo-gréseux d'origine saharienne ayant transité par l'intermédiaire d'un vaste complexe deltaïque installé sur l'Atlas saharien (Augier, 1967; Delfaud, 1974 et 1975 et Abed, 1982).

De l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien supérieur (fig. 4A), l'édifice deltaïque se développe, les apports terrigènes sableux silicoclastiques viennent "engraisser" toute la marge rifo-tellienne dont la partie supérieure s'organise en un vaste plateau peu profond (shelf) temporairement jalonné sur sa bordure distale de zones à sédimentation carbonatée, oolitique ou bioclastique coralligène.

Au Kimméridgien supérieur (fig. 4B), la sédimentation terrigène est brusquement remplacée par un régime carbonaté ; une vaste plate-forme peu profonde s'infléchissant progressivement vers le bassin rifo-tellien s'installe alors sur toute la frange maghrébine de la plaque africaine.

Le Crétacé inférieur marque le retour à la sédimentation terrigène argileuse et sableuse (Berriasien à Hauterivien). A partir du Barrémien, comme sur tout le pourtour de la Téthys apparaît le "phénomène urgonien" caractérisé par des dépôts argileux et carbonatés néritiques riches en organismes benthiques tels que foraminifères (orbitolines), rudistes et algues.

Remarque : d'un point de vue séquentiel, la série jurassique montre une évolution cyclique (fig. 5) avec à la base des calcaires de plate-forme très peu profonde, exondée temporairement (Lias inférieur), surmontés des marno-calcaires et marnes de plate-forme externe et de bassin (Lias supérieur et Dogger), se terminant finalement par les dépôts de plate-forme carbonatée très superficielle du "Purbeckien".

Ce cycle séquentiel montre une certaine asymétrie, les sédiments du Malm ayant un développement nettement supérieur à ceux du Lias-Dogger. Cette asymétrie résulte de modifications des taux de subsidence et de sédimentation à la fin du Dogger, époque d'émersion des Atlas et d'individualisation de la marge rifo-tellienne où les phénomènes distensifs combinés avec ceux de coulissage entre plaques africaine et ibérique induisent un affaissement plus rapide du soubassement compensé par un apport sédimentaire plus important.

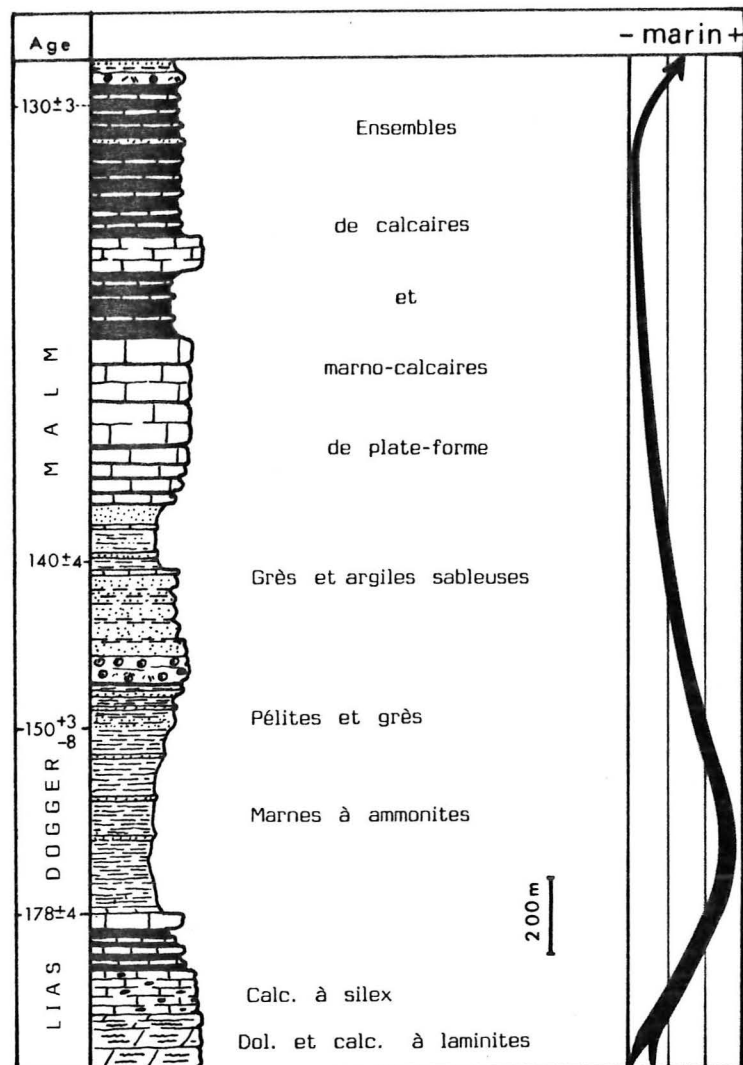


Fig. 5 - Evolution séquentielle du Jurassique au Maroc nord-oriental (âges, d'après l'échelle chronologique de Odin et Kennedy, 1982).

C - LE CADRE STRUCTURAL.

En Afrique du Nord, la structuration des chaînes rifaine et tellienne résulte du rapprochement des plaques africaine et ibéro-européenne.

Partant d'un réseau rhégnématique d'origine tardi-hercynienne affectant le socle paléozoïque, réactivé en permanence pendant la sédimentation mésozoïque, les grandes structures de l'avant-pays rifain oriental résultent de trois phases majeures de tectogenèse alpine échelonnées du Crétacé supérieur ? - Eocène jusqu'à l'Actuel.

1 - La phase "atlasique" anté-miocène.

Bien exprimée dans tout l'avant-pays rifo-tellien, ses effets se manifestent de plusieurs façons selon les régions :

- en Algérie occidentale et centrale (Elmi 1970, 1973 ; Benest 1974 ; Guardia 1970, 1975 et Guiraud 1975) et dans les Beni Snassen (Cattaneo 1980) elle est responsable de la formation de plis à grand rayon de courbure de direction générale N40-60 et selon Guiraud (1975) d'accidents N20-50 sénestres et N90-110 dextres résultant d'un raccourcissement orienté N140-150 à subméridien dans les Monts de Tlemcen et de Daïa (Benest, 1981 et 1985) et dans les Beni Snassen.

- dans la région du Terni-Masgout, située en bordure du domaine rifain et dans le prolongement du Moyen-Atlas, la structuration anté-miocène serait le résultat de deux phases en compression (Hervouët, 1985) dont la direction de contrainte principale serait d'abord orientée N110 puis subméridienne. A la première phase, correspondraient : des accidents conjugués N150-170 sénestres et N60-80 dextres, des plis à orientation NS à N20 et le décollement disharmonique du Terni. D'une seconde phase anté-miocène, plus discrète, résulteraient des accidents décrochants N130 à jeu dextre (ou présumé dextre) et N70-80 à rejeu chevauchant à vergence NW avec parfois une flèche de deux kilomètres et des klippes tectoniques. Ce dispositif structural (Hervouët, 1985, fig. 73, p. 130) rappelle fortement les failles-plis à déversement NW signalées dans toute l'Algérie occidentale et dans les Beni Snassen mais d'âge plus récent puisque présumé fini-tortonien, voire quaternaire.

L'âge de ces déformations est mal connu car dans bien des cas les terrains discordants les plus anciens sont datés du Miocène moyen ; de façon générale les "auteurs algériens" à la suite de Delteil et al. (1971) accordent un âge éocène moyen à cette phase qui correspond en fait au début de la collision Europe-Afrique.

2 - La phase miocène.

La ou les phases miocènes sont d'abord précédées, de l'Oligocène ou Miocène inférieur, de mouvements distensifs qui induisent un dispositif en horsts et grabens mis en évidence en Algérie occidentale et dans les Beni Snassen orientaux. Ils sont limités par des failles N45 à N70 et N140, qui pourraient résulter de phénomènes distensifs en relation avec l'ouverture du bassin algéro-provençal ?, ou liés à de grands cisaillements sénestres, avec une direction de raccourcissement N45 ? (Benest, 1982 et Hervouët, 1985).

Les phases alpines proprement dites s'expriment à partir de la fin du Tortonien ; elles correspondent dans l'avant-pays oriental à divers types de structures (fig. 2) :

- grands accidents conjugués qui décalent généralement les plis de la première phase ; ce sont les failles N140 dextres et N40-60 sénestres bien visibles dans les Beni Snassen et les Beni Bou Yahi ;
- chevauchements et failles inverses à vergence sud, orientés N90 à N110 dans le Gareb et le Kerker ;
- plis N90 à N110, droits ou déversés vers le Sud dans le Gareb ;
- ouverture de fossés ou bassins, de forme losangique, qui s'enfoncent le long des décrochements N45 et N140, comme par exemple le bassin de Guercif

(Hervouët, 1985) et les bassins des Triffas, Angad et Guerrouaou.

Ces différentes structures résultent d'une compression dont la direction de raccourcissement maximale est subméridienne, direction constante dans tout le Nord de l'Afrique.

3 - La phase quaternaire.

Elle engendre différentes structures dont les principales sont les décrochements dextres N90 et sénestres N20 mis en évidence en Afrique du Nord par de nombreux auteurs, des failles inverses et localement chevauchantes N40 à vergence NW reprenant les anciennes directions de fractures (Beni Snassen orientaux, Monts de Tlemcen ; Elmi, 1970, Benest, 1974, 1981) et des plis déversés également vers le NW comme à Imehoutene à quelques kilomètres au SW de Midar (Morel, 1980 et Hervouët, 1983).

La direction générale de raccourcissement quaternaire et actuelle est orientée N150-160.

En définitive, le mouvement de rotation anti-horaire de l'Afrique vers le Nord qui débute au Tertiaire et se poursuit de façon continue mais avec des périodes paroxysmales de compression plus intense, a généré dans le Maghreb un certain nombre de structures issues d'une tectonique tangentielle dans les zones internes et externes (au sens des tectoniciens) et d'une tectonique cassante en coulissement le long des grandes directions tardi-hercyniennes héritées, dans l'avant-pays.

II - APERÇU HISTORIQUE

Depuis le début du siècle l'avant-pays rifain oriental a fait l'objet d'études ponctuelles destinées à la recherche minière ou pétrolière et de plusieurs monographies régionales.

Les premières données, stratigraphiques surtout, ont été publiées par Louis Gentil en 1908.

Un certain nombre de travaux à objectif stratigraphique ont été effectués par la suite sur la série jurassico-crétacée de tout l'avant-pays rifain, dont ceux de Marçais et Van Leckwyck (1936), Lagaay *et al.* (1952) et Alem (1964) pour la région de Taourirt, Benzaquen *et al.* (1965) pour le Terni-Masgout et la bordure septentrionale du Moyen-Atlas, Hamel et Lehmann (1964), Benest et Donze (1980) et Canérot *et al.* (1981) dans le Gareb, de Lizaur *et al.* (1951) dans les Kbdana et enfin Mongin et Monition (1952) et Monition (1954) dans les Beni Snassen.

S'ajoutent à ces publications, des monographies régionales où aspects stratigraphiques et tectoniques ont été abordés : Monition (1958) dans le secteur de Mechra Klila (Beni Snassen occidentaux) pour l'étude du projet du barrage Mohammed V, Hamel (1968) pour la terminaison occidentale du chaînon du Gareb, Ennadifi (1974) pour le Prérif oriental et son avant-pays et enfin Hervouët (1985) dans la région située au Nord du bassin de Guercif.

Du fait de la rareté ou de l'absence de marqueurs stratigraphiques comme les ammonites, le Jurassique supérieur n'a que peu retenu l'attention des chercheurs et aucune étude de détail n'a jamais été entreprise, exception faite pour

le travail de micropaléontologie d'Hottinger (1967) réalisé dans les assises carbonatées du Kimméridgien-Portlandien. Cette magnifique étude des foraminifères imperforés n'a pourtant pas permis de dégager la biostratigraphie d'ensemble, du fait d'une méconnaissance évidente des données de terrains et plus particulièrement de la succession des différentes unités lithologiques qui composent le Malm ; à tel point qu'une espèce nouvelle de choffatelles (*Choffatella tingitana*) découverte dans des sédiments à tendance terrigène a été attribuée au "Séquanien" alors que ces assises sont de tout évidence d'âge Berriasien moyen à Valanginien.

Si l'étude stratigraphique de l'ensemble du Malm n'a été qu'à peine abordée, l'aspect sédimentologique véritable n'a fait jusqu'à présent l'objet d'aucune publication. Par contre, en Algérie occidentale les travaux de Lucas (1942) dans le Rhar Rouban, puis ceux de Augier (1967), Auclair et Biehler (1967) et surtout Benest (1973 à 1985) dans les Monts de Tlemcen et de Daïa ont permis d'une part, de distinguer et d'établir une chronologie des grandes unités lithologiques et d'autre part de mettre en évidence les modalités de dépôt des sédiments du Malm sur la plate-forme qui borde le sillon tellien.

III - L'OBJET DE L'ETUDE

Pourquoi avoir choisi d'étudier uniquement le Jurassique supérieur et non pas toute la série jurassique et crétacée ? A celà, deux raisons principales :

- au Maroc, et plus particulièrement dans le domaine atlasique, les dépôts du Lias et du Dogger sont actuellement relativement bien connus grâce aux travaux de nombreux auteurs dont les plus récents sont dus à R. du Dresnay. Dans l'avant-pays rifain oriental, les sédiments du Lias et du Dogger ont sensiblement la même histoire et sont donc très peu différents de ceux des Atlas. De plus, les affleurements sont limités aux massifs du Masgout et des Beni Snassen orientaux. Les mêmes arguments peuvent être avancés pour le Crétacé qui est peu représenté : dans le Gareb où les terrains très tectonisés ne se prêtent guère à une étude sédimentologique détaillée, dans un petit graben situé dans les Beni Snassen occidentaux (cf. fig. 5) et sur la retombée méridionale du Jbel Megrez à quelques kilomètres au Nord d'Oujda ;

- par contre, les terrains du Jurassique supérieur n'ont été que fort peu étudiés, surtout sous l'aspect sédimentologique. Ils ont en outre l'avantage d'affleurer largement dans tout l'avant-pays, de n'être que relativement peu déformés (pas de schistosité) et de présenter des coupes continues quasiment sans lacune d'observation du fait d'un couvert végétal peu fourni et de la rareté des éboulis et formations superficielles.

S'ajoutant à ces considérations d'ordre pratique, les premières reconnaissances faites sur le terrain ont montré tout l'intérêt qu'un sédimentologue pouvait porter à cette imposante masse de sédiments terrigènes et carbonatés. De ce fait, j'ai délibérément choisi de n'étudier que les dépôts de plate-forme, d'abord terrigène puis carbonatée qui correspondent approximativement à l'intervalle stratigraphique Oxfordien supérieur-Berriasien inférieur, en laissant de côté pour les raisons invoquées précédemment, le Crétacé inférieur et l'Oxfordien

inférieur et moyen dont les dépôts doivent être génétiquement rattachés à ceux du Dogger.

L'étude a été abordée à partir des Beni Snassen et de ses abords immédiats, région clef où les diverses formations sont bien représentées et les coupes les plus continues. L'étude a ensuite été étendue au reste de l'avant-pays grâce à des observations ponctuelles ou aux données bibliographiques existantes.

IV - LES LIMITES ET LA NOMENCLATURE STRATIGRAPHIQUE ADOPTÉE

A - LES LIMITES DE LA SÉRIE ÉTUDIÉE.

Les assises comprises dans l'intervalle envisagé (Oxfordien supérieur-Berriasien inférieur) se subdivisent en deux grands ensembles sédimentaires de lithologie bien distincte : une série à dominante terrigène, gréseuse et argilo-gréseuse et une série carbonatée.

Les limites ne correspondent pas à des coupures stratigraphiques précises mais plutôt à des variations plus ou moins brusques de la lithologie engendrées par des modifications notables de l'environnement sédimentaire.

1 - La série terrigène.

Sa base marque, dans les Beni Snassen, le passage des assises d'aspect flyschœide argilo-gréseuses brun-verdâtre et gréseuses à figures de base de bancs et slumps, équivalentes des "Argiles de Saïda" d'Algérie, aux niveaux carbonatés oolitiques et bioclastiques qui déterminent le premier ressaut important dans la topographie.

Son sommet, le plus souvent très net, correspond au remplacement brutal des sédiments terrigènes gréseux par les dolomies ou calcaires de la formation sus-jacente. Dans certains cas cependant, la limite est moins aisée à déterminer du fait de récurrences terrigènes silico-clastiques plus ou moins abondantes dans les dolomies et calcaires.

2 - La série carbonatée.

Sa base coïncide évidemment avec la limite supérieure de l'ensemble précédent. Le sommet correspond aux derniers bancs de calcaires bioclastiques et oolitiques formant ressaut avant les niveaux calcaréo-gréseux et argilo-gréseux qui marquent la reprise des apports terrigènes du Crétacé inférieur, connus sous le nom de "Formation du Jbel Naach" au Maroc et "Argiles de Lamoricière" en Oranie.

B - LA NOMENCLATURE ADOPTÉE.

1 - Identification des formations.

La nomenclature utilisée est basée sur un découpage en unités litholo-

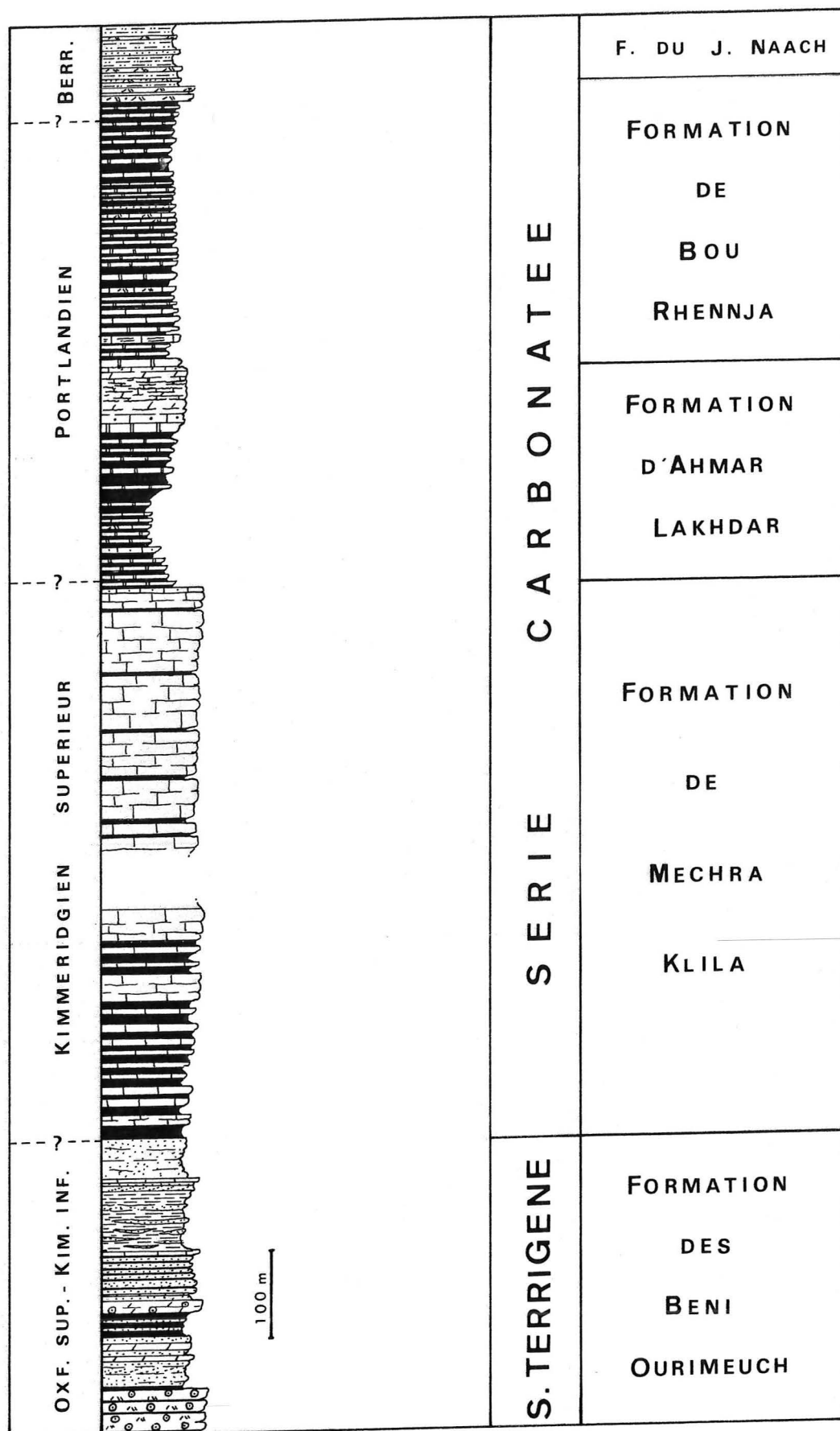


Fig. 6 - Les formations de la série étudiée.

giques ou formations qui correspondent d'un point de vue séquentiel à des mégaséquences.

De façon générale, les limites sont des discontinuités engendrées non pas par des ruptures brutales marquées par des surfaces nettes de séparation mais plutôt par des modifications durables d'un ou plusieurs paramètres du milieu (interne ou externe) se traduisant par des variations lithologiques avec inversion de la courbe des faciès.

2 - Dénomination des formations (fig. 6).

Quatre formations ont été définies : une pour l'ensemble terrigène et trois pour la série carbonatée. Le nom des formations dérive de celui d'une région, d'un lieu-dit ou d'un jbel où ces unités lithologiques sont les mieux représentées, les plus complètes et où la coupe-type a été levée :

- la Formation des Beni Ourimeuch dont le nom est emprunté à celui d'une tribu berbère qui occupait une région dont le village principal est Taforalt. Elle se subdivise en plusieurs sous-unités lithologiques ou membres avec à la base un membre essentiellement carbonaté oolitique et bioclastique surmonté de trois membres terrigènes gréseux ou argilo-gréseux intercalés de plusieurs niveaux de calcaires oolitiques et de dolomies ;

- la Formation de Mechra Klila, bien représentée dans les gorges de la Moulouya entre les barrages Mohammed V et Mechra Homadi; c'est une puissante masse de calcaires en gros bancs massifs intercalés de niveaux argilo-calcaires qui forment les petites vires dans les falaises très abruptes des gorges de l'oued Moulouya. Son épaisseur n'est pas connue avec précision, aucune coupe n'étant complète et continue mais elle est de toute façon au moins égale à 500 mètres dans le secteur ;

- la Formation d'Ahmar Lakhdar qui doit son nom à un jbel, structuralement en position de horst, qui domine le flanc sud des Beni Snassen occidentaux. Les assises qui la composent, sont des marnes et calcaires couronnés par une falaise de calcaires ou de dolomies.

Remarque : sur la feuille d'Oujda au 1/500 000 publiée en 1954, il semble que dans presque tous les cas, ces niveaux aient été attribués au Bajocien-Bathonien avec la notation Jm notamment dans les Beni Bou Yahi et au Jbel Megrez au NW d'Oujda.

- la Formation de Bou Rhennja, du nom d'un petit jbel proche du Jbel Megrez situé à une douzaine de kilomètres au NW d'Oujda, au milieu des appareils et coulées volcaniques basaltiques quaternaires. De prime abord très monotone car à dominante argilo-calcaire, elle se révèle dans le détail extrêmement variée tant du point de vue faciès que du point de vue de leur interprétation.

3 - Les correspondances avec les nomenclatures du bassin de Guercif et d'Algérie

Au Maroc, la littérature traitant du Jurassique supérieur est peu abondante et peu détaillée ; la seule nomenclature existante, d'ailleurs très partielle,

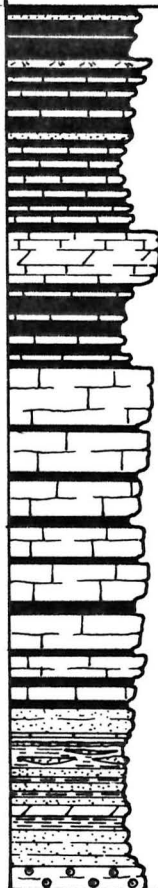
	ALGERIE		MAROC	
	AUGIER (1967) AUCLAIR et BIEHLER (1967)	BENEST (1981-1984)	BENZAQUEN <u>et al.</u> (1965) HAMEL (1968)	CATTANEO (1987)
		Argiles de Lamoricière	Formation du J. Naach	
	Calcaires de Remaïlia	Marno-calcaires d 'Ouled Mimoun		Calc. et Marno-calc. de Bou Rhennja
		Marno-calcaires de Hariga		
	Dolomies de Tlemcen	Dolomies de Terni		Marno-calc. et Calc. d'Ahmar Lakhdar
		Calcaires de Lato		
		Marno-calcaires de Raouraï		
		Dolomies de Tlemcen	Calcaires et dolomies du Terni	Calcaires de Mechra Klila
		Calcaires de Zarifet		
	Grès de Franchetti	Grès de Bou Medine	Couches de Tamlilit Grès de Bou Rached	Grès des Beni Ourimeuch

Fig. 7 - Nomenclatures d' Algérie et du Maroc nord-oriental.

est celle proposée par Benzaquen et al. (1965) dans une étude des formations du Bassin de Guercif.

En Algérie occidentale, plusieurs nomenclatures ont été établies par différents auteurs. A titre de comparaison, ont été retenues : celle issue d'un travail de synthèse consacré aux Hauts-Plateaux par la S.N. REPAL (1967) avec Auclair et Biehler d'une part et Augier d'autre part et celle de Benest, plus récente, pour les Monts de Tlemcen et de Daïa (1981 et 1985).

V - DEFINITIONS ET SIGNIFICATION DES TERMES UTILISES

Le premier but de cette étude est une interprétation régionale, ainsi, l'analyse des sédiments a été effectuée à partir de méthodes d'investigation très simples, basées sur les observations directes de terrain et sur l'étude de plaques minces et de surfaces polies.

Avant d'aborder l'étude des systèmes sédimentaires proprement dits, il paraît nécessaire de définir ou de préciser un certain nombre de termes utilisés dans l'analyse.

A - LA ZONATION HORIZONTALE DES PRINCIPAUX MILIEUX ET DES GROUPES DE FACIES.

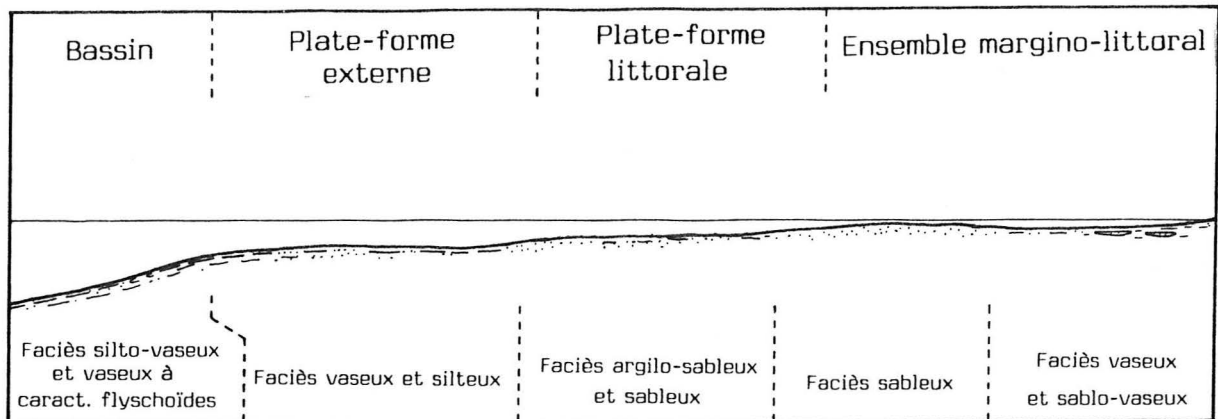
Dans l'abondante littérature consacrée à l'étude des marges et plates-formes, plusieurs types de zonation bathymétriques ont été définies en fonction de critères tels que l'étagement biologique (Peres et Picard, 1959, 1961), les phénomènes d'exondation liés à la marée et l'hydrodynamisme des auteurs anglo-saxons. Chacune de ces zonations ayant leurs avantages et leurs inconvénients, les termes de l'une ou de l'autre seront utilisés en fonction de la nature des critères de reconnaissance disponibles.

La zonation horizontale, qui dépend en partie de la bathymétrie, est essentiellement basée sur des caractères architecturaux de l'aire de dépôt. La terminologie employée dans cette étude est inspirée des nomenclatures suivantes :

- pour la sédimentation terrigène (fig. 8A) : Reineck et Singh (1980) et Special Memoir 31 of A.A.P.G. édité par Scholle et Spearing (1982) ;
- pour la sédimentation carbonatée (fig. 8B) : Picard (1961), Masse (1976), Rat (1976-77, cours de Sédimentologie) et Arnaud (1981) et Arnaud-Vanneau (1980).

A bien des égards, les aires de dépôt, qu'elles soient carbonatées ou terrigènes, présentent de nombreuses similitudes morphologiques, d'autant plus que dans certains cas, sédimentations calcaire et terrigène passent de l'une à l'autre sans changement fondamental de la morphologie d'ensemble.

A - Sédimentation terrigène



B - Sédimentation carbonatée

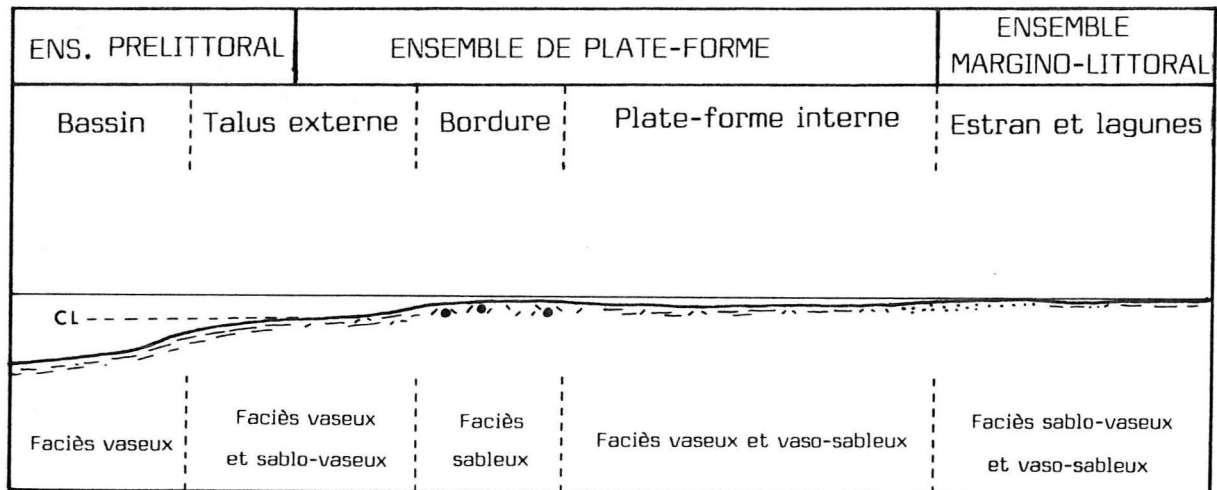


Fig. 8 - Zonations horizontales des milieux et des faciès.

1 - Zonation horizontale des milieux terrigènes.

Les sédiments terrigènes, qui caractérisent essentiellement la première formation, sont répartis dans deux domaines principaux : un complexe deltaïque et une plate-forme terrigène latérale, prolongés distalement par un bassin (le bassin rifain) à dépôts à caractères flyschoides, organisés en "deep sea fan" (Wildi, 1981).

Le système deltaïque est défini selon une terminologie classique avec : le prodelta, le front deltaïque (delta front) et la plaine deltaïque, inférieure et supérieure.

La plate-forme terrigène (fig. 8A) est subdivisée en trois domaines principaux :

- la plate-forme externe (outer shelf ou offshore) caractérisée par des sédiments fins, vaseux et silteux déposés en eaux calmes et relativement profondes ;
- la plate-forme littorale (lower et upper shoreface), zone peu profonde à sédimentation argilo-vaseuse à sableuse et à énergie très variable ;
- l'ensemble marginolittoral comprenant le domaine d'estran (foreshore) à forte énergie et la zone des lagunes (backshore) à sédimentation vaseuse en eaux calmes et peu profondes ou sableuse et argilo-sableuse dans les chenaux.

2 - Zonation horizontale des milieux carbonatés.

La zonation horizontale est basée sur la distinction de trois ensembles qui s'ordonnent du large vers le continent (fig. 8B) :

- un ensemble pré-littoral, qui comprend le bassin et la partie basse du talus externe, situé dans les étages bathyal et circalittoral. Les sédiments qui s'y déposent, en eaux habituellement calmes, sont des vases plus ou moins sableuses ;

- un ensemble de plate-forme comprenant la partie supérieure du talus externe, la bordure externe et la plate-forme interne :

- . la partie supérieure du talus externe est une zone plus agitée, à sédimentation sablo-vaseuse ;

- . la bordure externe correspond aux milieux les plus agités caractérisés par des dépôts sableux oolitiques ou bioclastiques et par les milieux à cnidaires ;

- . la plate-forme interne correspond aux milieux abrités peu profonds de l'étage infralittoral. La sédimentation y est généralement fine avec des vases et des vases sableuses riches en algues.

- un ensemble marginolittoral comprenant d'une part le domaine de plage et d'estran et d'autre part le domaine des lagunes et des marais,

situé dans les étages médio à supralittoraux. Les sédiments sont de nature sableuse ou vaseuse selon les conditions locales d'agitation.

B - ANALYSE DES MICROFACIES.

1 - Les faciès carbonatés.

Depuis les années 1950, avec les travaux de Folk, les principes de la pétrographie sédimentaire des roches carbonatées sont maintenant bien établis aussi bien du point de vue de la classification que de la nomenclature des éléments figurés.

Les deux classifications texturales les plus courantes, celles de Folk (1962) et de Dunham (1962) seront mises en parallèle dans la dénomination des microfaciès. La nomenclature des éléments figurés est celle proposée par B. H. Purser (1975 et 1980).

De la même manière qu'Arnaud-Vanneau (1980) et Arnaud (1981), les termes de vases et de sables seront pris dans leur sens granulométrique : taille inférieure à 10 microns pour les vases et comprise entre 10 microns et 2 mm pour les sables.

La taille moyenne et le classement ont été calculés par la méthode employée par J. P. Masse (1976) :

$$T_m = \frac{L \text{ de } 100 \text{ grains}}{100}$$

$$Cl = \frac{\phi \text{ des } 5 \text{ plus petits grains}}{\phi \text{ des } 5 \text{ plus gros grains}} \times 100 \quad (\text{les plus gros grains mesurés})$$

étant des grains arrondis ayant été transportés et usés et non des grains autochtones tels que des tests d'organismes vivant in situ. Dans une étude à caractère régional, cette méthode qui peut paraître simpliste et imparfaite, s'est révélée suffisante pour les comparaisons de faciès (la méthode classique utilisant les comptages de grains étant impraticable dans une synthèse régionale).

2 - Les faciès terrigènes.

Du point de vue granulométrique, la terminologie utilisée est proche de celle de Wentworth :

- argiles : ϕ inférieur à 4 microns, correspondant aux argilites (ou clayshales) ;
- silts : 4 microns \rightarrow 63 microns, formant les siltites (ou silstones) ;
- sables : 63 microns \rightarrow 2 mm, constituant les grès (ou sandstones).

Comme pour les carbonates, les dimensions et les pourcentages des éléments des roches ont été déterminés sur plaques minces par mesures au micromètre, sans correction des résultats obtenus, le but de l'étude granulométrique étant également de permettre la comparaison entre les différents faciès.

Les paramètres utilisés pour caractériser les sédiments gréseux sont le grain moyen, le grain maximum, le classement.

C - INTERPRETATION DES FIGURES DE LITAGE.

1 - Hydrodynamisme.

De nombreuses études ont été réalisées, en laboratoire et dans le milieu naturel, pour connaître les effets de l'hydrodynamisme sur la surface d'un sédiment meuble ; Southard (1975), Reineck et Singh (1980) et Harms et al. (1982) en ont synthétisé les principaux résultats.

La nature des formes en relief dépend de trois paramètres essentiels : la vitesse du courant, la taille des grains et la profondeur. Les mécanismes intervenant lors de la formation des diverses structures sont relativement complexes et ne seront pas abordés ici. Les résultats les plus importants des expériences de laboratoire sont consignés dans les diagrammes des figures 9A et 9B.

A basse énergie, juste au-dessus de la limite critique de déplacement du sédiment, les grains de taille supérieure à 0,6 mm commencent à rouler sur le fond et peuvent former des laminations planes (lower plane bed) alors que les grains inférieurs à 0,6 mm s'organisent en petites rides (small ripples).

Lorsque la vitesse augmente, se développent soit des mégarides avec les sables grossiers, soit des petites rides avec les sédiments les plus fins ; leur disposition évoluant avec l'accroissement de l'énergie (rides rectilignes, ondulées, lingoïdes puis arquées). Au-dessus de la limite supérieure de stabilité des rides et mégarides, se forme à nouveau un litage plan (upper plane bed) qui évoluera finalement en antidunes avec les vitesses les plus fortes.

L'extrapolation des résultats des expériences de laboratoire avec le milieu naturel doit être faite avec prudence (Harms et al., 1982) car les conditions hydrodynamiques sont extrêmement variables dans la nature (régime laminaire ou turbulent, unidirectionnel ou alternant, plan ou ondulatoire, etc...) et la profondeur du flux influe fortement sur le comportement du fond. Dans leur synthèse Harms et al. résument ainsi leur point de vue :

- la nature des petites rides est la même à faible ou à forte profondeur ;
- la taille des mégarides peut croître avec la profondeur même si les conditions d'hydrodynamisme restent semblables ;
- les mégarides se mettent en place à des vitesses supérieures à celles qui induisent la formation des petites rides et inférieures à celles qui provoquent le litage plan ; en conséquence le litage horizontal serait donc plus rare à des profondeurs fortes que dans les milieux où la tranche d'eau ne dépasse pas quelques mètres.

2 - Les figures de litage.

Dans les séries anciennes, les figures de litage permettent d'apprécier,

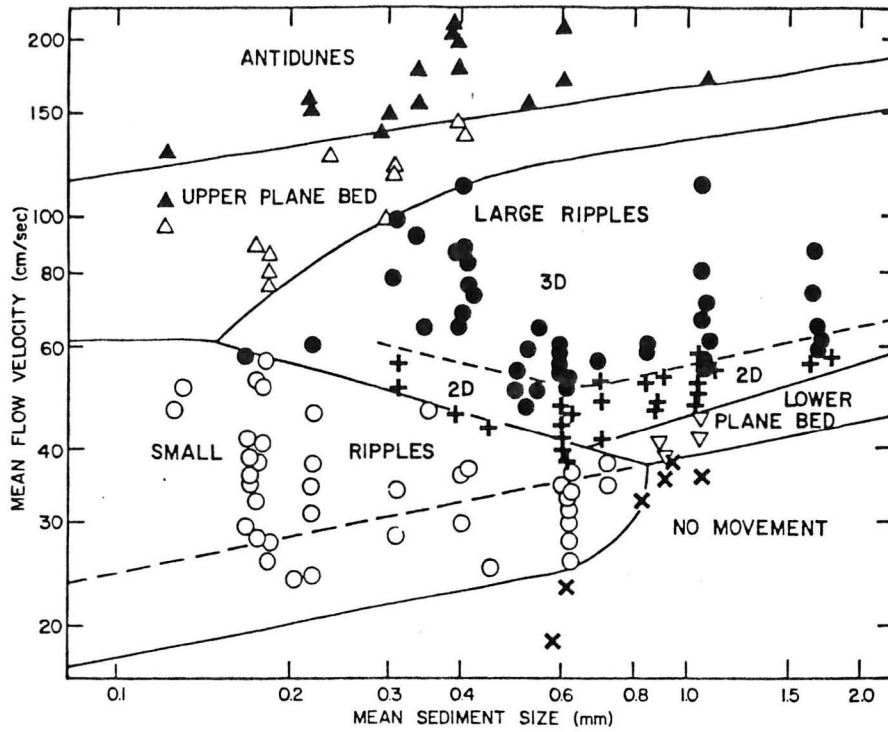


Fig. 9A - Diagramme vitesse-taille des grains, obtenus par expérimentation à une profondeur de 18-22 cm et à une température de 10°C. 2D: mégarides simples à crêtes continues et parallèles, 3D: mégarides à crêtes discontinues. D'après Boguchwal in Harms *et al.* (1982).

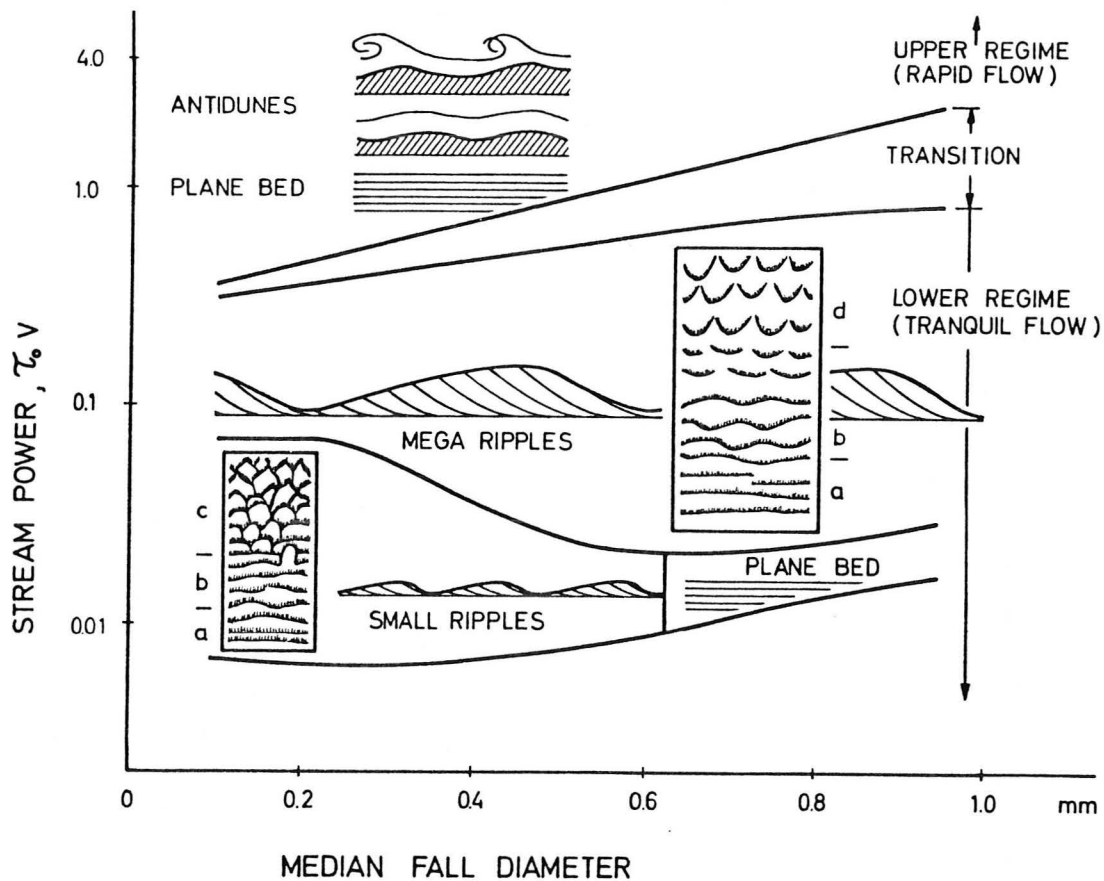


Fig. 9B - Diagramme énergie-taille des grains. a) rides à crêtes continues rectilignes, b) rides à crêtes continues ondulées, c) rides linguoïdes, d) rides en croissant. D'après Simons *et al.* (1965) et Allen (1968) in Reineck et Singh (1980).

dans une certaine mesure, la nature des phénomènes hydrodynamiques qui leurs ont donné naissance.

Deux types principaux de structures litées caractérisent les sédiments étudiés : le litage oblique et le litage horizontal.

a) Le litage oblique.

Les dépôts gréseux et oolitiques montrent très fréquemment des figures de litage qui, dans la plupart des cas, ont des caractéristiques morphologiques assez semblables à celles de l'exemple de la figure 10.

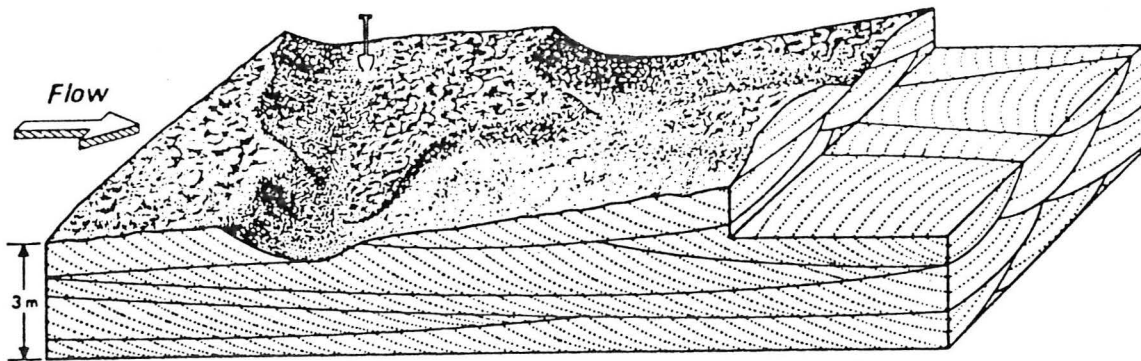


Fig. 10 - Exemple de structures à litage oblique résultant de la migration de dunes sous-marines. D'après Harms *in* Southard *et al.* (1975).

En section verticale parallèle à la direction du courant, les surfaces d'érosion et les lamines constituent une série d'arcs tronqués au sommet, d'épaisseur pluridécimétrique. Les lamines généralement concaves et tangentes à la surface d'érosion du faisceau sous-jacent ont un pendage de valeur moyenne comprise entre 25 et 30 degrés.

Ces structures sont interprétées (Harms *et al.* 1975) comme le résultat de la migration de dunes ou mégarides sous-marines sous l'action d'un courant unidirectionnel, à une profondeur au minimum égale à deux fois l'épaisseur du faisceau, ce qui dans le cas général doit correspondre à une tranche d'eau d'au moins 0,5 mètre. Cette faible profondeur est par ailleurs confirmée par la présence fréquente de matériel oolitique dans les niveaux à faisceaux obliques.

Ces dunes ou mégarides peuvent aboutir par coalescence à la formation de barres sous-marines, de cordons ou de bancs (shoals) ; dans ce cas, on observe de bas en haut, des faisceaux de lits obliques concaves à pendage fort (20 à 30 degrés) à orientation pluridirectionnelle, surmontés de faisceaux obliques à surface tendant à devenir plane et peu pentée. Ce type d'évolution verticale qui traduit une augmentation de l'énergie des courants, associée à une diminution de la profondeur, est particulièrement fréquent dans les niveaux oolitiques qui s'intercalent dans les sédiments

terrigenes de la première formation.

Les structures liées aux petites rides sont moins fréquentes, elles s'observent généralement, sur quelques décimètres d'épaisseur, à la base des niveaux à mégarides

b) Le litage horizontal.

L'interprétation de ce type de litage est plus délicate, car, comme il a été dit précédemment, les laminations planes horizontales peuvent prendre naissance dans des conditions d'hydrodynamisme différentes en fonction de la taille du sédiment : en écoulement lent pour les sables de taille moyenne supérieure à 0,6 mm (lower plane bed) ou en écoulement rapide pour les sédiments de toutes tailles (upper plane bed). De plus, le dépôt par décanation en milieu protégé aboutit également à un litage horizontal même avec un sédiment fin.

c) Un exemple de succession verticale des structures de litage.

Certaines séquences élémentaires à matériel gréseux et oolitique de la Formation des Grès des Beni Ourimeuch, présentent une évolution verticale des structures de litage assez comparable à celle obtenue expérimentalement (fig. 9) ; sur le terrain, on peut parfois observer des séquences typiques (fig. 11) avec :

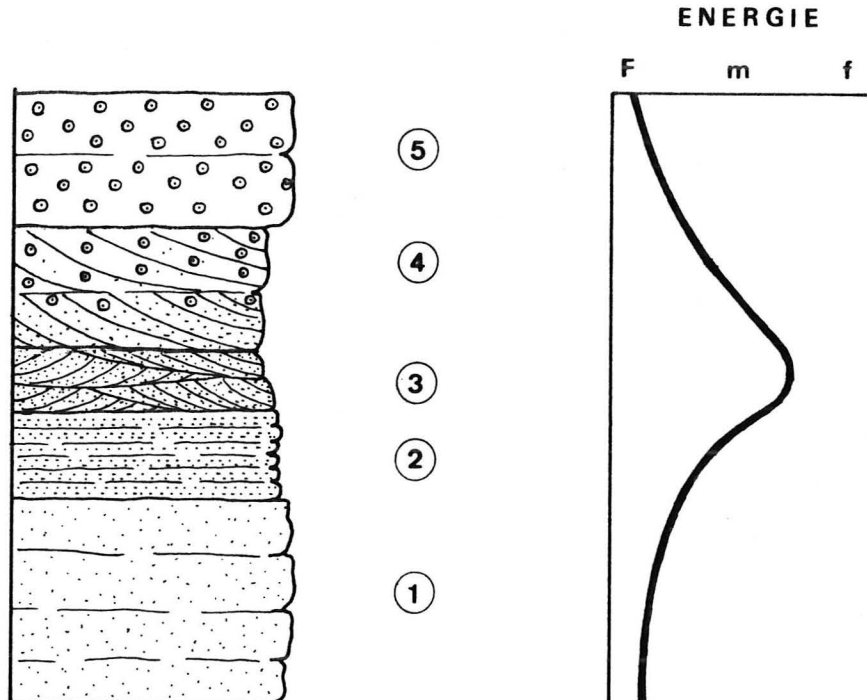


Fig. 11 - Répartition des structures de litage : exemple d'une séquence avec tous les termes, dans les Grès des Beni Ourimeuch.

- des grès massifs, homogènes, à litage fruste ou non apparent (1);
- des grès en bancs décimétriques, à laminations horizontales planes (2) ;
- des grès en bancs décimétriques, à petites laminations obliques entrecroisées de type small ripple-marks (3) ;
- des grès puis oosparites gréseuses, à grands lits obliques à surface concave à sinueuse, disposés en faisceaux de quelques décimètres d'épaisseur (4) ;
- des oosparites sans quartz, très bien triées, en bancs à litage horizontal (5).

Ce type d'évolution verticale progressive peut être interprétée comme le résultat de modifications successives des conditions d'énergie et de profondeur du milieu de dépôt. Au départ (termes 1 et 2) l'énergie est modérée à forte et la charge solide élevée, le sable fin se déplace sur le fond par traction sous l'action des courants. Les conditions d'énergie les plus basses sont atteintes lors de la formation des petites rides (terme 3). Une remontée de la compétence des courants, liée vraisemblablement à une diminution de la profondeur, induit la mise en place de mégarides dans du matériel d'abord quartzeux fin, puis oolitique plus grossier (terme 4). Le stade final (terme 5) témoigne d'un niveau d'énergie élevé ayant permis l'étalement du sédiment grossier et l'élimination de la fraction fine quartzeuse.

Cet exemple, basé sur des faits de terrain, montre que l'évolution des structures de litage dans une séquence élémentaire s'accorde assez bien avec les résultats des expériences de laboratoire.

VI - LA DEMARCHE SUIVIE

Dans l'intervalle-temps envisagé, l'histoire de la marge nord-occidentale de l'Afrique peut se subdiviser en quatre étapes principales correspondant au dépôt de quatre corps sédimentaires ou formations définies précédemment ; celles-ci se succèdent et s'enchaînent en mégaséquences évoluant sous contrôle de facteurs internes et externes au milieu de sédimentation. Chaque corps sédimentaire résulte du fonctionnement de divers environnements juxtaposés ayant entre eux des rapports d'interdépendance et s'organisant en système sédimentaire (Perrodon, 1982) ou biosédimentaire (Rat et Pascal, 1979 et Rat, 1982). Un système est défini (Rat, 1982) comme : " une unité fonctionnelle dont les divers composants sont liés par une dépendance commune vis-à-vis de certains facteurs du milieu et par des relations d'interdépendance".

Les constituants ou éléments unitaires des systèmes dépendent de facteurs locaux (profondeur, morphologie du fond, agitation de l'eau, turbidité, activité biologique, etc...), dont les effets sont enregistrés dans les séquences élémentaires et de facteurs généraux ou régionaux (dynamique du soubassement, climat, eustatisme) décelables dans les séquences majeures et les mégaséquences.

L'étude a été divisée en quatre grandes parties correspondant chacune à l'analyse d'une formation. Dans chaque chapitre, la démarche proposée est la suivante :

- description d'une coupe-type choisie en raison des bonnes conditions d'affleurement et de la succession complète et continue des différents termes. Elle servira à définir les grandes unités lithologiques et séquentielles et à mettre en évidence l'enchaînement vertical des milieux de dépôt ;

- description de coupes complémentaires, réparties ou non le long d'un profil polarisé (profil-type), situées dans les Beni Snassen et aux abords immédiats. Elles permettront de connaître :

- . l'extension et la répartition des corps sédimentaires ;

- . l'organisation et les rapports entre les divers environnements à l'intérieur de chaque formation.

- étude détaillée des microfaciès et de leur arrangement dans les séquences élémentaires et principales, destinée à :

- . caractériser les milieux élémentaires de dépôt ;

- . suivre l'évolution des caractères du milieu qui reflètent les variations ou les modifications des processus et facteurs d'environnement contrôlant la sédimentation.

- proposition d'un modèle de sédimentation pour chaque système en intégrant d'une part les données de l'analyse des sédiments et de leur organisation et d'autre part les connaissances acquises sur les milieux actuels ;

- synthèse régionale permettant de tester le modèle sur le reste de l'avant-pays et de le comparer avec ceux qui ont été proposés dans les régions avoisinantes.

Première Partie

LA FORMATION DES GRES DES BENI OURIMEUCH

* * * * *

Sur l'avant-pays rifain nord-oriental, les assises des Grès des Beni Ourimeuch les mieux exposées affleurent sur les bordures nord et sud des Beni Snassen occidentaux, sur le pourtour du Terni et dans la région de Taourirt. Ailleurs, les Grès apparaissent toujours incomplètement et de façon ponctuelle comme dans la région d'el Aïoun, les Kibdana et le Gareb.

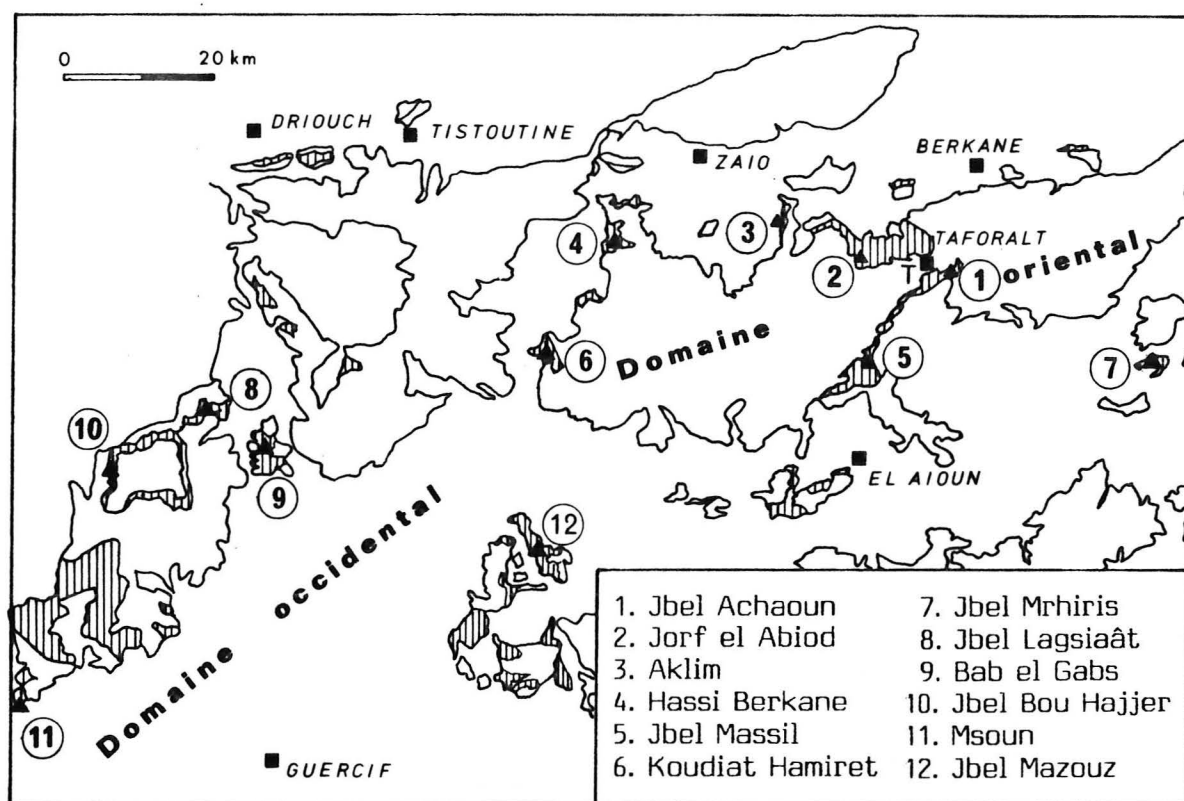


Fig. 12 - Carte de localisation des affleurements (en hachures verticales) et des coupes.

Chapitre I

LE DOMAINE ORIENTAL

LES BENI SNASSEN

* *

ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Dans les Beni Snassen, les principaux affleurements sont localisés dans les Beni Durimeuch, région correspondant à la partie centrale du massif dont le village de Tatoralt constitue le centre administratif et commercial. Dans le paysage, la Formation gréseuse correspond aux collines et versants à pente plus ou moins forte que dominent les falaises dolomitiques jalonnant les flancs nord et sud du massif.

Dans le secteur le plus occidental des Beni Snassen, les Grès n'apparaissent qu'à la faveur de petites boutonnières comme au Jbel Rouimi et au souk d'Hassi Berkane au Nord et à la Koudiat Hamiret le long de la retenue de Mechra Klila au Sud.

I - LA COUPE-TYPE

A - CHOIX ET LOCALISATION DE LA COUPE

La région des Beni Durimeuch a été choisie pour établir la coupe-type en raison de la bonne qualité des affleurements et de l'absence de complications tectoniques majeures.

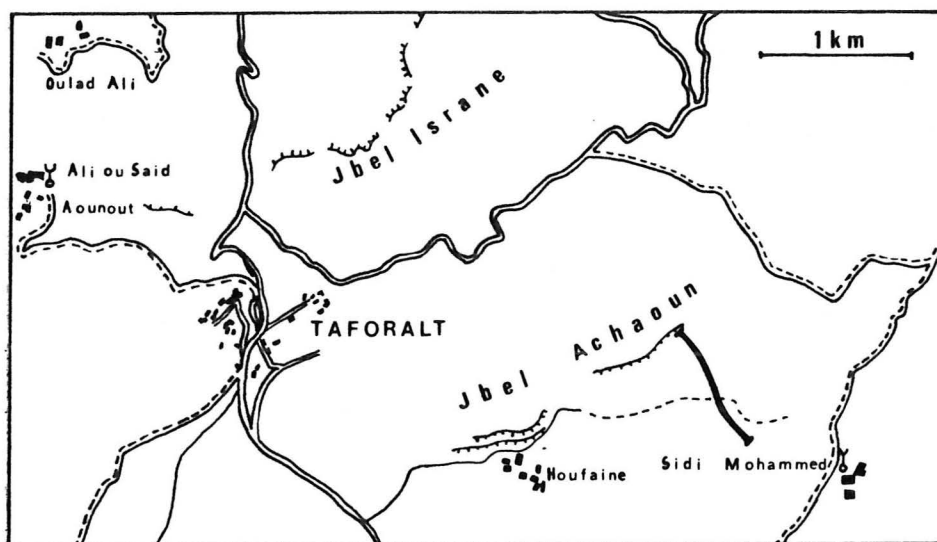


Fig. 13 - Localisation géographique de la coupe-type.

La coupe a été levée au pied du Jbel Achaoun, retombée méridionale d'un pli synclinal orienté SW-NE. Les observations ont été effectuées le long d'une petite vallée située à 500 mètres au NW du marabout de Sidi Mohammed ben Hajj (feuille Berkane, 1/50000, $x = 777$, $y = 471$ à $x = 776,6$, $y = 471,7$).

B - LA COUPE DU JBEL ACHAOUN

1 - Les principales unités lithologiques et séquentielles (fig. 14).

Le contact avec la formation sous-jacente est relativement net,

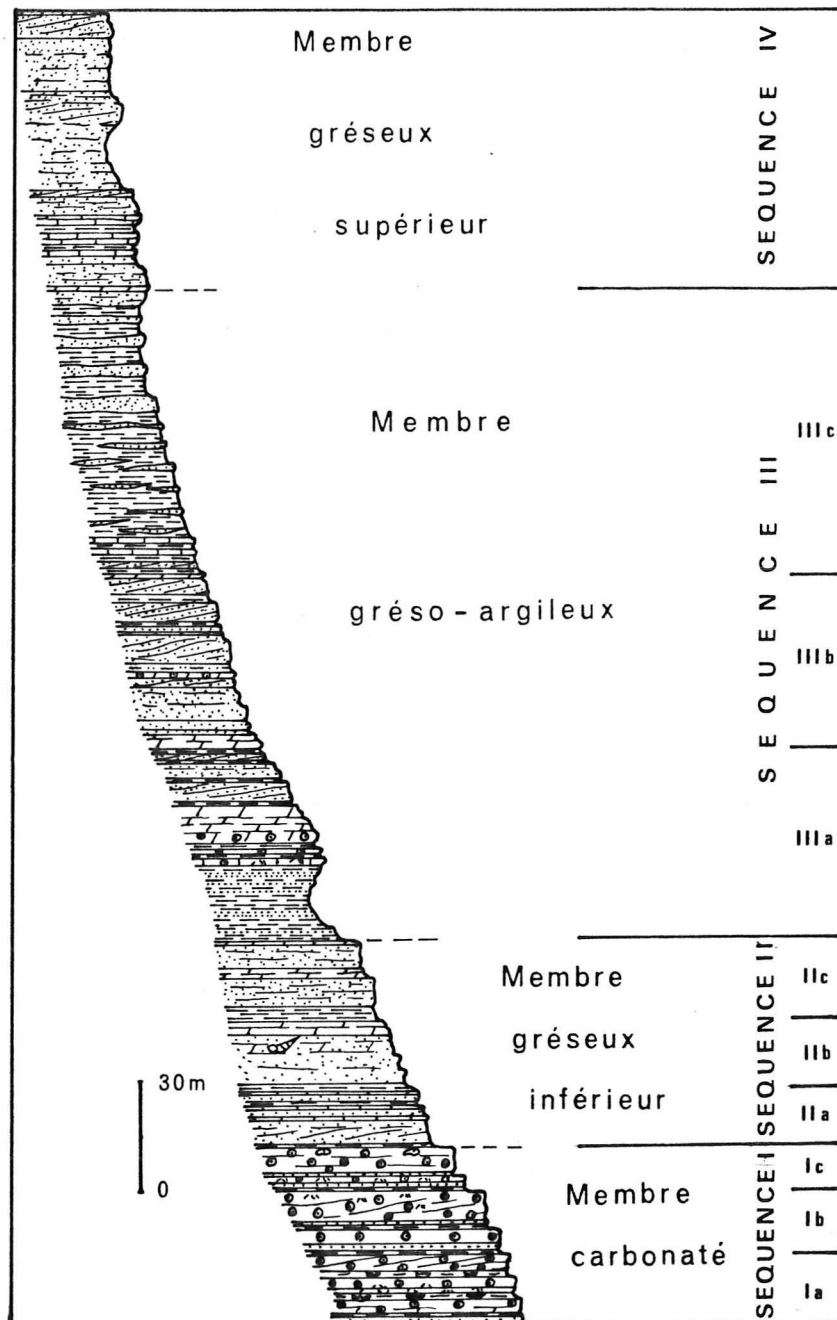


Fig. 14 - Les grandes unités lithologiques et séquentielles du Jbel Achaoun.

il correspond au passage brusque d'assises argileuses brun-verdâtre et gréseuses à slumps et flute-casts aux niveaux carbonatés de couleur rousse ou grise qui forment le premier ressaut topographique important du Jurassique supérieur.

La Formation des Beni Ourimeuch peut être subdivisée en quatre ensembles lithologiques (ou membre) correspondant à quatre séquences majeures, facilement repérables dans la topographie (fig. 14).

a) Le membre carbonaté ou séquence majeure carbonatée SI.

Epais d'une cinquantaine de mètres, cet ensemble d'aspect rythmique est constitué de bancs décimétriques à métriques, de calcaires oolitiques et bioclastiques intercalés de niveaux plus tendres, argileux ou argilo-gréseux verdâtres. L'agencement séquentiel montre une succession de séquences élémentaires de comblement qui partent d'un terme détritique (argiles ou marnes vertes avec ou sans madréporaires) et se terminent par des

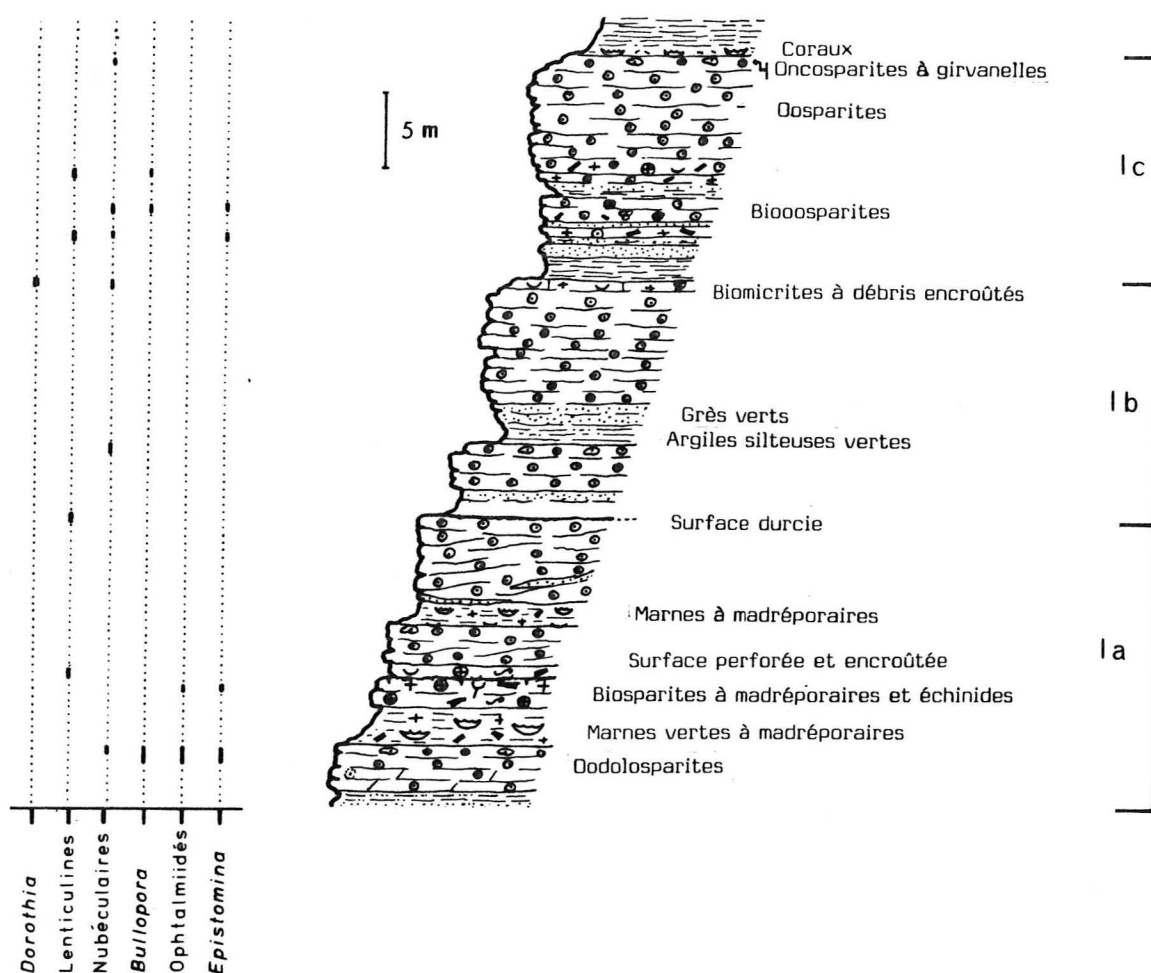


Fig. 15 - La séquence majeure carbonatée SI du Jbel Achaoun.

faciès sableux, oolitiques ou bioclastiques. Elles ont été regroupées en trois séquences principales qui se distinguent par des différences mineures de faciès. La séquence Ia est plus carbonatée, plus bioclastique ; dans le détail, on peut y reconnaître trois types principaux de faciès :

- des marnes vertes à madréporaires en petites colonies cupulaires ou lamellaires dispersées dans la matrice marneuse ;
- des biosparites très grossières, riches en débris de madréporaires et d'échinodermes, en bancs décimétriques à patine rousse, se terminant fréquemment par une surface durcie et encroûtée de grosses coquilles noires d'huîtres et de tubes d'annélides ;
- des oosparites, disposées en gros bancs à litage oblique entrecroisé, contenant des fines lentilles ou lits de grès roux, intercalés dans les faisceaux de matériel oolitique.

La séquence principale Ib, composé de 2 séquences élémentaires, se caractérise par l'apparition des faciès gréseux entre le terme argileux de base et les faciès presque exclusivement oolitiques au sommet. Dans la séquence Ic, entre les grès et les oosparites viennent s'intercaler des faciès mixtes oolitiques et bioclastiques à débris de madréporaires.

b) Le membre gréseux inférieur ou séquence majeure gréseuse inférieure SII (fig. 16).

Cet ensemble d'environ 60 m d'épaisseur montre la superposition de trois unités décimétriques correspondant aux séquences principales composées d'un terme de base argilo-silteux, d'un terme médian gréseux et d'un terme supérieur dolomitique. La séquence IIa, la plus complète et la plus significative permet d'observer la succession suivante :

- à l'extrême base, dans les premiers décimètres, des coraux en petites colonies cupulaires ou branchues en position subbiologique et des radioles de cidaridés emballés dans des argiles vertes ; celles-ci devenant rapidement azoïques vers le haut ;
- grès blancs ou blanc-vert, légèrement glauconieux, à litage horizontal ;
- grès roux à ciment calcaire, à litage oblique entrecroisé ;
- dolomies gréseuses, grossières à grands lamellibranches de type lithiotidés et gastéropodes, qui passent à des biomicrites (packstone) également à grands lamellibranches et gastéropodes, contenant une intéressante microfaune de foraminifères : Alveosepta jaccardi SCHRODT, formes proches d'Haurania (?), Nautiloculina oolithica MOHLER, Everticyclammina sp., Pseudocyclammina gr. parvula-muluchensis HOTTINGER et une microflore de dasycladales : Trinocladus perplexus ;
- enfin, grès massifs blanc-jaunâtre couronnés par des dolomies gréseuses à quartz grossiers, plus ou moins arrondis et à fantômes d'oolites, d'échinodermes et de coquilles de lamellibranches.

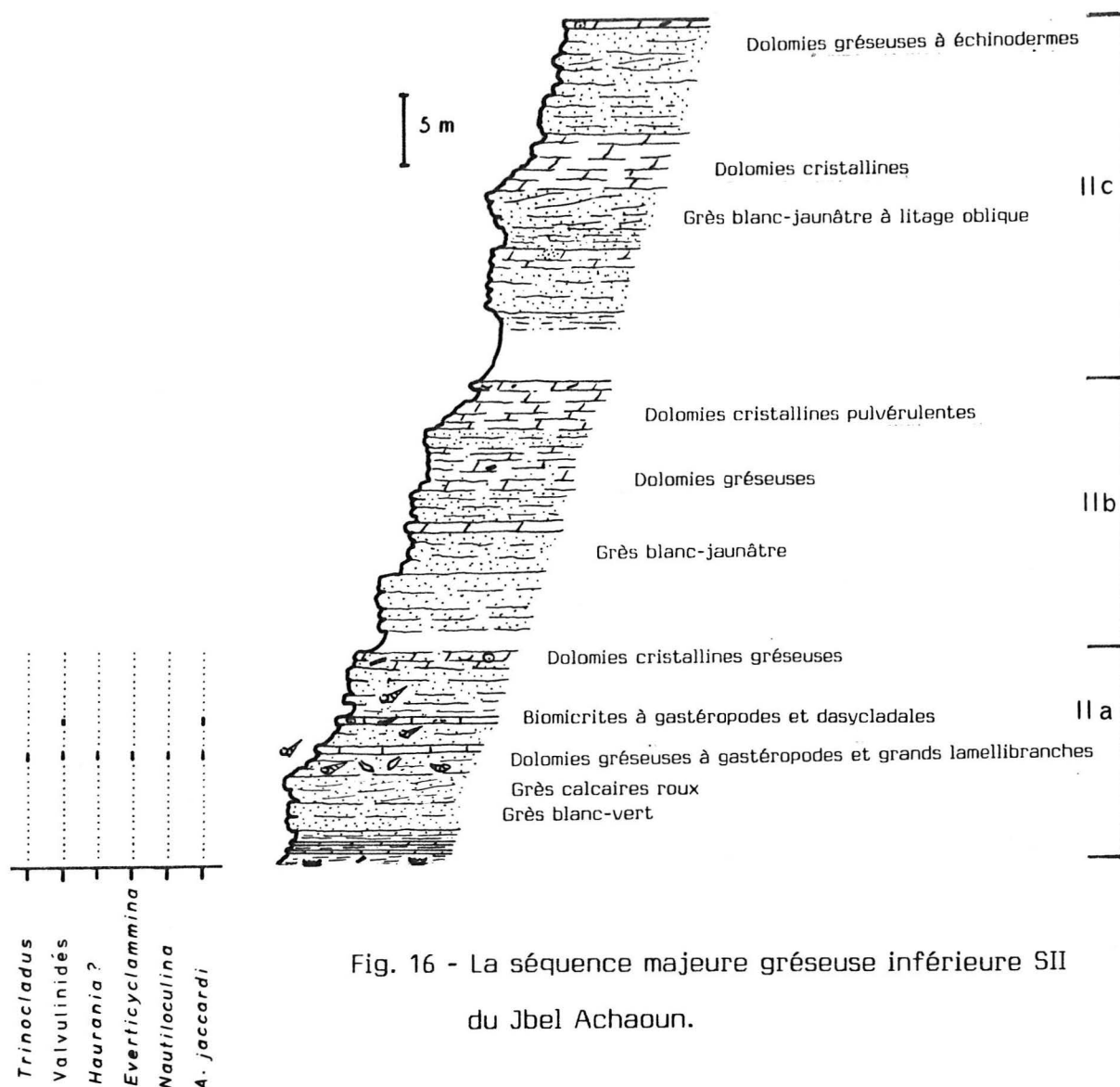


Fig. 16 - La séquence majeure gréseuse inférieure SII
du Jbel Achoun.

Les deux autres séquences principales (IIb et IIc) sont organisées selon le même motif vertical : argiles silteuses, grès et dolomies gréseuses. La plupart des séquences élémentaires qui les composent sont tronquées du terme argilo-silteux de base et le terme gréseux est en général le plus développé, donnant à l'ensemble sa dominante gréseuse.

c) Le membre grés-argileux à passées carbonatées ou séquence grés-argileuse SIII (fig. 17).

D'environ 190 m d'épaisseur, il peut être subdivisé en deux ensembles, l'un, à dominante grés-argileuse et l'autre, argileuse :

- l'ensemble inférieur est composé de 2 séquences principales (IIIa et IIIb) dont la plus complète (IIIa) montre :

1. une succession de petites unités comprenant chacune un terme de base d'argiles silteuses vertes et un terme supérieur de grès fins verdâtres, à fines laminations horizontales ou de biomicrites gréseuses riches en débris de gastéropodes ou encore d'oosparites gréseuses ;

2. une barre d'une dizaine de mètres d'oosparites et de biodolosparites plus ou moins riches en quartz, à litage oblique fréquent ;

3. une unité comportant, à l'extrême base, des argiles gréseuses et des grès argileux en plaquettes centimétriques, puis une barre plurimétrique de grès à laminations d'abord horizontales puis obliques à surfaces concaves sinueuses de type "foresets" progradants et enfin des grès argileux et argiles gréseuses en plaquettes ;

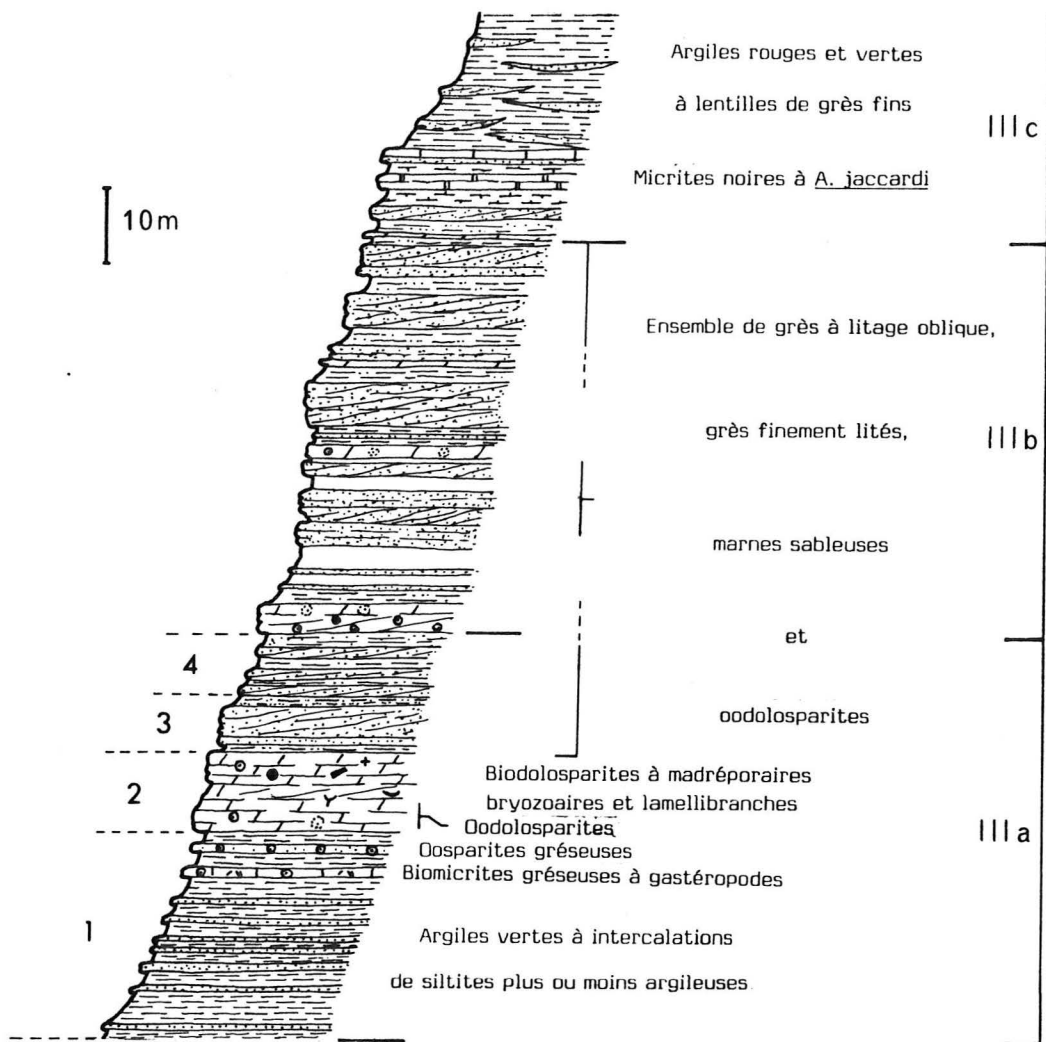


Fig. 17 - La séquence majeure gréso-argileuse SIII du Jbel Achaoun.

4. une succession de 3 petites séquences grès-argiles, à contact basal érosif, remaniant les argiles sous-jacentes sous forme de petits galets plats. Les grès, à litage oblique entrecroisé, passent progressivement vers le haut à des grès argileux, puis à des argiles gréseuses et enfin à des argiles silteuses verdâtres.

La séquence SIIIa est une séquence principale complète comportant un terme basale argilo-silteux de vasière externe, un terme médian carbonaté oolitique et bioclastique de bordure et deux termes supérieurs grés-argileux de plate-forme littorale plus ou moins protégée dont le fond était accidenté de barres sous-marines, bancs sableux et de chenaux.

La séquence principale SIIIb est constituée de séquences élémentaires répétitives, dont le motif séquentiel est en partie calqué sur celui de la séquence principale SIIIa. Elles en diffèrent pourtant par l'absence du terme de base argilo-gréseux (1), une réduction du terme carbonaté (2) et par le développement des termes supérieurs gréseux et argilo-gréseux (3 et 4).

- l'ensemble supérieur SIIIc est une puissante série argilo-gréseuse, d'environ 80 m d'épaisseur, déterminant dans la morphologie une combe ou une zone en pente douce généralement peu favorable aux observations de détail.

L'organisation séquentielle est peu évidente, aucun découpage ne sera proposé pour cet ensemble qui débute par une succession reprenant le motif des séquences élémentaires de SIIIb, à savoir : oodoloparites, argiles sableuses-grès argileux, grès à litage oblique et argiles sableuses en plaquettes ; ces dernières passent progressivement, par diminution des détritiques, à des marnes grises puis à des micrites noires ayant livré quelques exemplaires d'*Alveosepta jaccardi*, des valves d'ostracodes et du quartz silteux (toujours inférieur à 10 %).

Au-dessus du dernier banc micritique, reposent directement des argiles et des siltites argileuses rouges ou vertes intercalées de bancs discontinus ou de lentilles d'extension métrique à décamétrique de grès fins argileux, également verdâtres ou rouge-brique montrant dans certains cas un litage de type remplissage de chenal et des petits galets arrondis de grès, disposés à la base. Ces observations suggèrent, qu'au moins certaines lentilles correspondent au remplissage de petits chenaux qui véhiculaient du matériel sableux généralement fin mais parfois grossier au travers d'une zone à dominante argileuse de type lagune.

Dans la partie terminale (voir fig. 14), les argiles et grès argileux fins se présentent plutôt en assises plus épaisses et apparemment plus continues. Les grès argileux, de couleur grisâtre, contiennent des débris végétaux et des passées millimétriques d'aspect charbonneux.

d) Le membre gréseux supérieur ou séquence majeure gréseuse supérieure SIV (fig. 18).

Les argiles et grès argileux lagunaires de la séquence sous-jacente sont interrompus par des doloparites rousses à fantômes d'oolites qui traduisent

un retour à des conditions marines franches.

Dans l'ensemble, les dépôts épais d'environ 85 mètres sont à dominante gréseuse. Les faciès diffèrent peu de ceux des séquences précédentes : grès massifs blanc-jaunâtre, grès à litage oblique et grès fins argileux grisâtres.

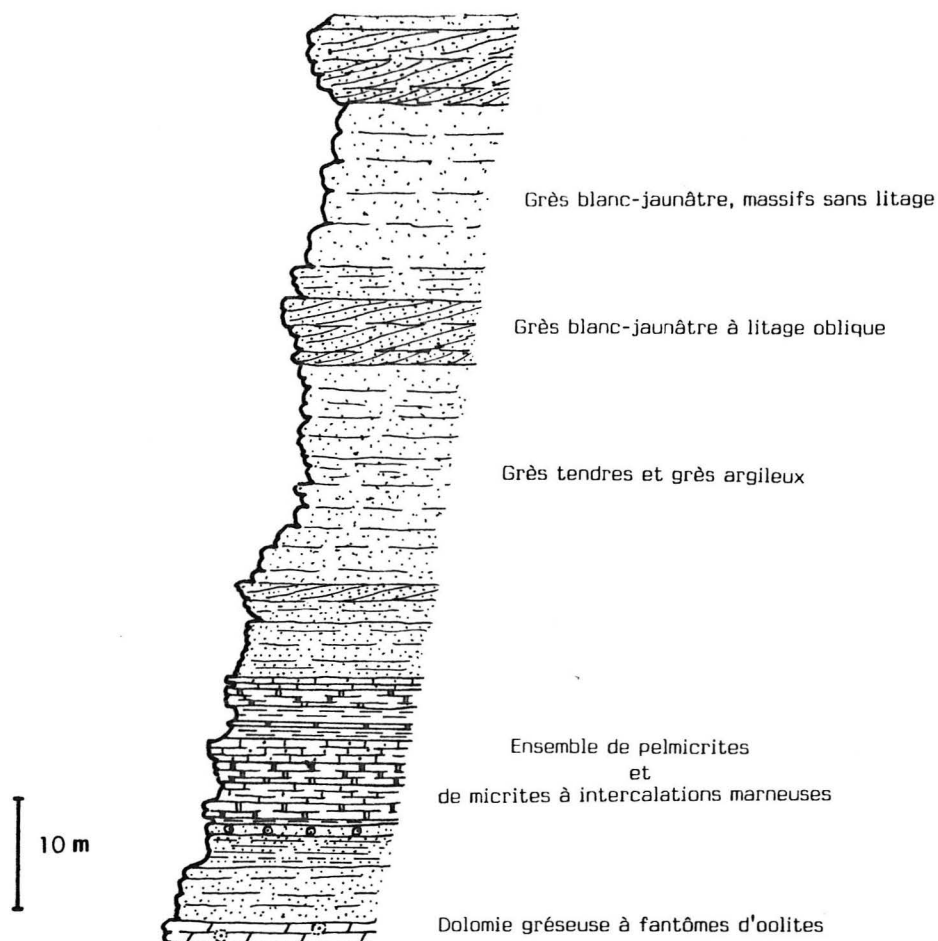


Fig. 18 - La séquence majeure gréseuse supérieure SIV du Jbel Achaoun.

A une dizaine de mètres de la base de la séquence, on observe une passée carbonatée de 15 mètres d'épaisseur. Ce niveau calcaire intercalé dans les terrigènes est un élément constant de la lithologie aussi bien dans l'avant-pays rifain oriental qu'en Algérie occidentale où la découverte d'une faune d'ammonites dans la région du Jbel Nador (Atrops et Benest, 1981) a permis d'apporter des précisions sur l'âge de la Formation des Grès de Bou Medine équivalente des Grès des Beni Ourimeuch (voir discussion concernant les attributions stratigraphiques).

Cette passée carbonatée, intercalée dans les grès, est constituée de plusieurs séquences élémentaires comportant à la base des marnes grises surmontées de micrites grises (mudstone) en bancs réguliers et se terminant par des pelmicrites (wackestone à packstone) à foraminifères benthiques (*Alveosepta jaccardi*), dasycladales, valves d'ostracodes, débris d'échinodermes et coquilles de gastéropodes.

Ces sédiments calcaires sont caractéristiques d'un milieu de plate-forme peu profonde et de faible énergie. Leur relation étroite avec les détritiques permettent d'envisager pour les sédiments gréseux un milieu de dépôt de même type, relativement monotone localement, accidenté de barres sous-marines.

2 - L'évolution générale des séquences et des milieux de dépôt.

Les différents dépôts, carbonatés et terrigènes, organisés en 4 séquences majeures, se sont mis en place au cours de 2 phases distinctes de sédimentation : les séquences SI-SII correspondent à deux stades successifs d'une première phase de comblement ; les séquences SIII et SIV caractérisent une seconde phase évoluant également en comblement.

Au cours de la phase I, les conditions marines les plus franches sont réalisées lors du dépôt des sables oolitiques et bioclastiques à petites bioconstructions coralliennes (séquence SI), typiques des milieux de bordure externe de plate-forme, zone peu profonde, à agitation modérée à forte et à productivité biologique élevée.

Le remplacement de la sédimentation carbonatée s'effectue à la suite d'arrivées massives de matériel sableux silicoclastique fin, en milieu de type plate-forme littorale, peu profonde. Lorsque l'apport terrigène est temporairement ou localement moins abondant, se réinstalle un environnement de plate-forme carbonatée : oolitique dans les zones externes peu profondes et agitées ou boueuse dans les zones internes protégées où peuvent s'installer des algueraies à dasycladales.

La succession SI-SII correspond donc à une phase de comblement avec évolution des milieux externes de bordure vers les milieux internes de plate-forme littorale.

Au cours de la phase II, le début de l'évolution est marqué par un retour à des conditions marines franches, d'abord de plate-forme externe à sédimentation fine argilo-silteuse, puis de bordure externe carbonatée (SIIIa). L'arrivée de sables fins silicoclastiques induit la mise en place d'une nouvelle plate-forme littorale (SIIIb) plus ou moins ouverte (sables oolitiques intercalés dans les terrigènes) dont le fond est accidenté de zones en creux (chenaux) ou de formes en relief (mégarides et barres sous-marines) qui ont pu jouer un rôle d'abri dans l'installation de lagunes et de vasières protégées à sédimentation argileuse et argilo-sableuse (SIIIc).

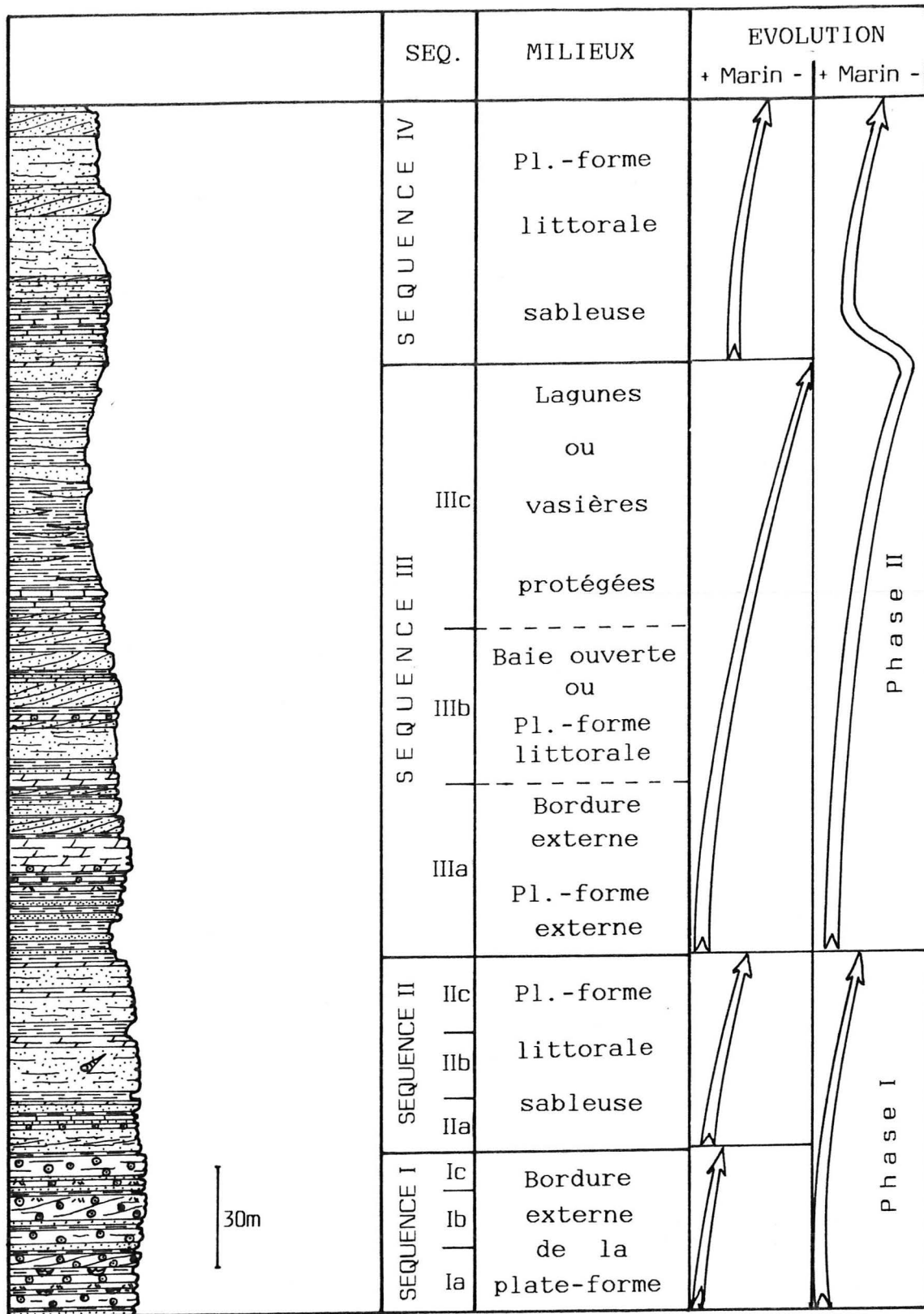


Fig. 19 - Evolution générale des séquences et des milieux de dépôt.

Le dernier stade de l'évolution (SIV) marque le retour à la sédimentation terrigène sableuse en plate-forme littorale qui, temporairement, à la suite d'un arrêt des arrivées terrigènes, généralisé au Maroc oriental et à l'Algérie occidentale, évolue en plate-forme interne carbonatée, dont la sédimentation boueuse préfigure celle qui caractérise les 3 formations carbonatées suivantes de la fin du Malm.

La succession SIII-SIV correspond donc à une seconde phase de comblement en partant d'environnements de plate-forme externe pour aboutir aux milieux internes de plate-forme littorale tantôt plutôt ouverte, tantôt plutôt protégée.

II - LE PROFIL-TYPE

La coupe du Jbel Achaoun a servi de base pour définir les unités lithologiques et pour reconnaître l'organisation séquentielle ; quatre séquences majeures séparées par 3 discontinuités ont ainsi été distinguées. Le profil-type montre la validité du découpage séquentiel et permet de déduire la géométrie des divers corps sédimentaires.

Le profil-type a été établi à partir de quatre coupes situées sur une ligne de direction moyenne est-ouest, oblique par rapport aux lignes isopiques d'orientation N40-60 : Jbel Achaoun (1), Jorf el Abiod (2), Aklim (3) et Hassi Berkane (4).

A l'exception de la coupe d'Aklim, relativement incomplète, la bonne qualité des affleurements permet de corréliser avec certitude les différentes unités lithologiques. Les discontinuités qui les séparent ont une extension régionale et peuvent être utilisées comme repères commodes pour une cartographie de détail de la Formation des Grès des Beni Ourimeuch. Ces discontinuités sont le reflet dans la sédimentation de modifications durables du régime sédimentaire et de la configuration générale de l'aire de dépôt. Elles s'expriment plus par des ruptures de faciès entre sédiments sus-jacents et sous-jacents que par des surfaces particulières telles que surfaces durcies, perforées ou encroûtées d'extension régionale.

De façon générale, le profil-type montre les rapports latéraux entre les divers faciès, donc entre les différents domaines de sédimentation et le contraste entre zones faiblement et fortement subsidentes.

A - LA SEQUENCE MAJEURE CARBONATÉE SI

Ses limites, partout bien caractérisées, s'expriment nettement dans la morphologie car elles séparent des unités de lithologie contrastée : calcaires oolitiques et bioclastiques compacts, encadrés par les niveaux argileux et silteux de la formation sous-jacente et les grès de la séquence II sus-jacente. Le passage carbonates-terrigenes, aussi bien à la base qu'au sommet, s'effectue par substitution relativement brutale d'une sédimentation par l'autre.

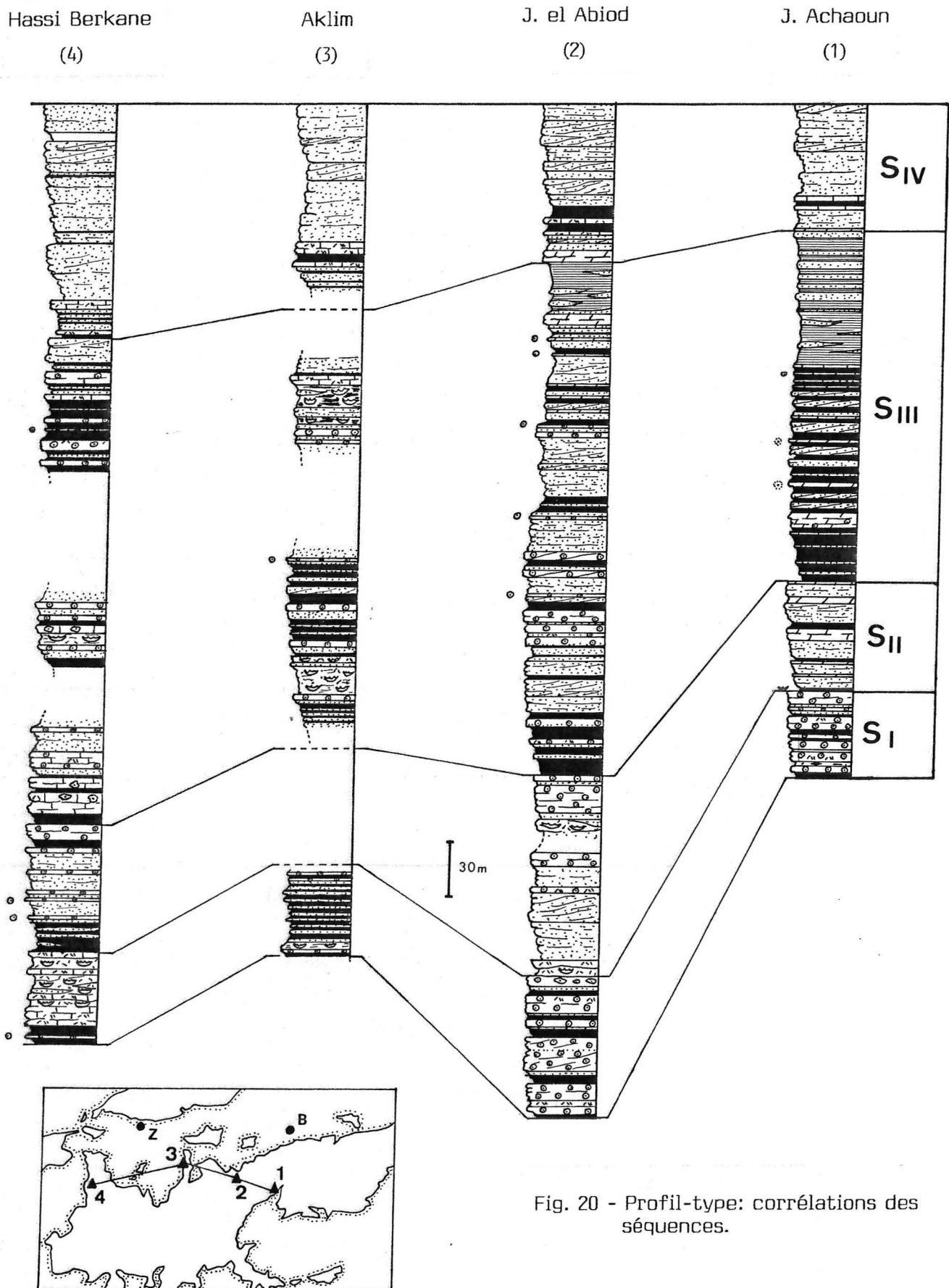


Fig. 20 - Profil-type: corrélations des séquences.

1 - Au Jorf el Abiod.

Les dépôts sont pour la plupart de type grainstone : oosparites surtout et biosparites, organisés comme au Jbel Achaoun, en 3 séquences principales à évolution rythmique (fig. 21) :

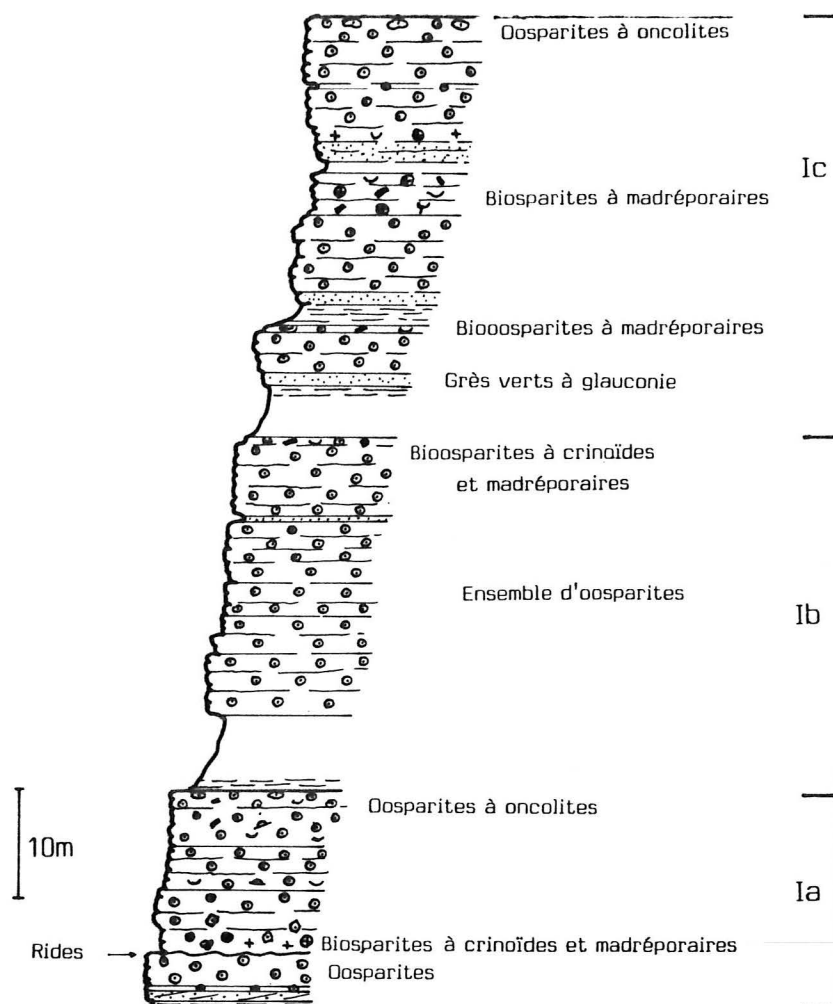


Fig. 21 - La séquence majeure carbonatée SI au Jorf el Abiod.

- séquence Ia : à la base, silts argileux verdâtres et grès à litage oblique surmontés de 3m d'oosparites à litage onduleux, terminés par une surface à rides symétriques dont les crêtes sont espacées de 15 à 50 cm. Viennent ensuite, une série de petits bancs dont les faciès évoluent progressivement des biosparites et bioosparites à entroques et madréporaires jusqu'à des oosparites, terminées par une surface durcie ferrugineuse ;
- séquence Ib : à la base, argiles silteuses partiellement masquées par des éboulis, puis oosparites (25 m environ) en bancs onduleux, généralement

dépourvus de litage et enfin clôturant la séquence, quelques décimètres de bioosparites à entroques et madréporaires ;

- séquence 1c : plus complexe, elle comporte 3 séquences élémentaires à évolution verticale à peu près semblable avec : à la base, des argiles silteuses et des grès, passant à des bancs massifs d'oosparites et se terminant, soit par un terme riche en madréporaires (bioosparites et biosparites à débris de madréporaires), soit par des oosparites à oncolites sphériques à girvanelles identiques à celles de la dernière séquence 1c du Jbel Achaoun.

Le trait dominant de la séquence majeure carbonatée au Jorf el Abiod est l'abondance des faciès oolitiques et la présence accessoire de faciès bioclastiques à crinoïdes et madréporaires.

2 - La région d'Aklm.

Exposés sur une quarantaine de mètres, les faciès sont dans l'ensemble assez différents de ceux de Jorf el Abiod et Jbel Achaoun et le découpage séquentiel de second ordre n'est plus décelable. Les dépôts, caractérisés par la prédominance des terrigènes sur les carbonates montrent la succession verticale suivante :

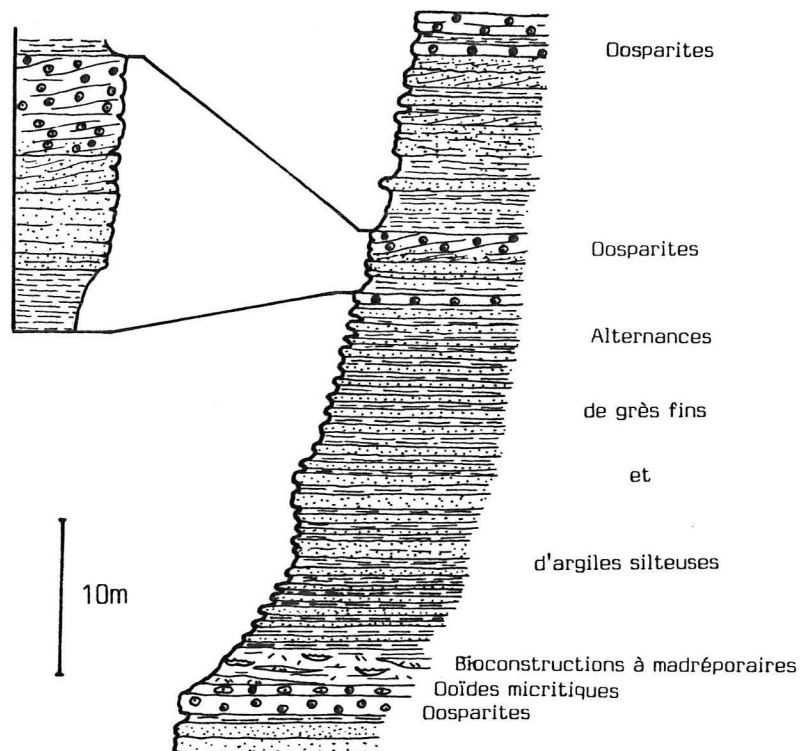


Fig. 22 - La séquence majeure SI d'Aklm.

- 1,8 m d'oosparites à petits lits centimétriques riches en lamellibranches, se terminant par un niveau à gros ooïdes micritiques ;
- un niveau biostromal à colonies de madréporaires, globuleuses et lamellaires, à remplissage de biosparites grossières plus ou moins argileuses

à débris variés (lamellibranches, madréporaires et échinides surtout);

- un ensemble argilo-gréseux composé d'unités décimétriques à métriques, où alternent un terme de base argileux plus ou moins silteux et un terme supérieur gréseux, jaunâtre à roux, à liant non calcaire et à litage oblique fréquent. Plusieurs niveaux décimétriques d'oosparites riches en quartz constituent le terme sommital de plusieurs séquences élémentaires qui comprennent (fig. 22) : des argiles et argiles silteuses, puis des grès glauconieux blanc-vert et des grès roux à litage d'abord horizontal puis oblique entrecroisé, passant à des oosparites encore riches en quartz à la base mais tendant à disparaître vers le haut.

A Aklim, la caractéristique principale est le remplacement de la sédimentation carbonatée par des dépôts terrigènes argileux et gréseux.

3 - A Hassi Berkane.

Les dépôts sont principalement des biomicrites, des biosparites grossières à madréporaires, entroques et lamellibranches et des bioconstructions coralliennes.

L'organisation séquentielle de second ordre, semblable à celles du Jorf el Abiod et Jbel Achaoun, montre l'agencement suivant (fig. 23) :

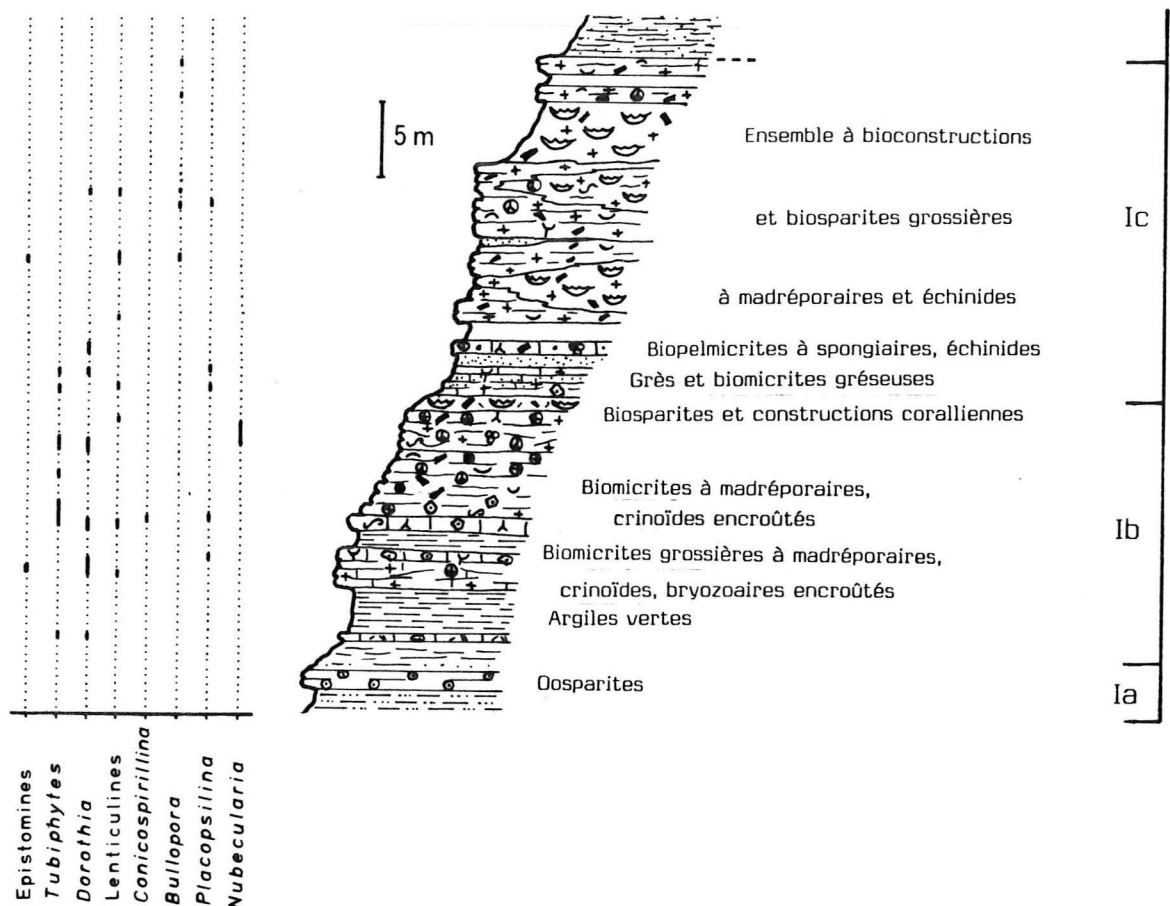


Fig. 23 - La séquence majeure carbonatée SI d'Hassi Berkane

- la séquence Ia, à évolution cyclique, comprend un terme oosparitique plus ou moins envasé au sommet, encadré par des argiles et des silts argileux ;

- la séquence Ib, comporte à la base 4 m d'argiles vertes intercalées d'un banc de biomicrites très grossières à entroques, spicules de spongiaires et gros intraclastes micritiques ou pelmicritiques. Viennent ensuite 2,5 m de biomicrites grossières, de même nature que celle du banc précédent et des biomicrites très grossières à débris encroûtés (crinoïdes et madréporaires) et à oncolites à cortex filamenteux de girvanelles. Une nouvelle séquence élémentaire reproduisant le même motif vertical (argiles → biomicrites grossières) montre une évolution plus complète avec en fin de séquence, des biosparites associées à une petite bioconstruction à madréporaires ;

- la séquence Ic, à évolution très proche de celle de Ib est caractérisée par le développement plus important de masses construites lenticulaires, pluridécamétriques et des biosparites associées.

A Hassi Berkane, la séquence carbonatée, presque entièrement dépourvue de sédiments oolitiques, est donc caractérisée par des dépôts riches en débris de crinoïdes et de madréporaires et par la présence d'édifices coralliens ; ils témoignent d'un milieu de sédimentation externe franchement marin.

4 - Rapports entre les coupes.

L'analyse comparative des coupes du membre carbonaté le long du profil-type permet de faire les observations suivantes :

a) L'épaisseur est variable ; la plus forte correspond à la coupe du Jorf el Abiod avec 90 mètres, alors qu'elle n'est que de 48 mètres au Jbel Achaoun et de 45 mètres à Hassi Berkane. Ces variations traduisent une différence des taux de subsidence et de comblement, la région du Jorf el Abiod étant la plus subsidente (environ du simple au double) et ayant le taux de remblaiement le plus fort.

b) L'organisation séquentielle de 2e ordre (3 séquences principales) est relativement constante et leur évolution s'effectue toujours dans le sens du comblement.

c) Les domaines de sédimentation (fig. 24).

- dans le secteur d'Hassi Berkane, les dépôts les plus fréquents sont des vases sableuses et sables vaseux à débris bioclastiques dominants (essentiellement madréporaires et échinodermes) et à organismes encroûtants (annélides, foraminifères et surtout algues schizophytoïdes constituant le cortex des oncolites ou des encroûtements mamelonnés) et des niveaux bioconstruits à colonies de madréporaires, disposées en masses pluridécamétriques, d'aspect lenticulaire, cernées d'une auréole de sables grossiers. Ces divers types de sédiments suggèrent un environnement de type récifal avec des petits biohermes coralliens et des sables associés ; ces derniers pouvant être transportés jusque sur les fonds vaseux du talus situé en contrebas ;

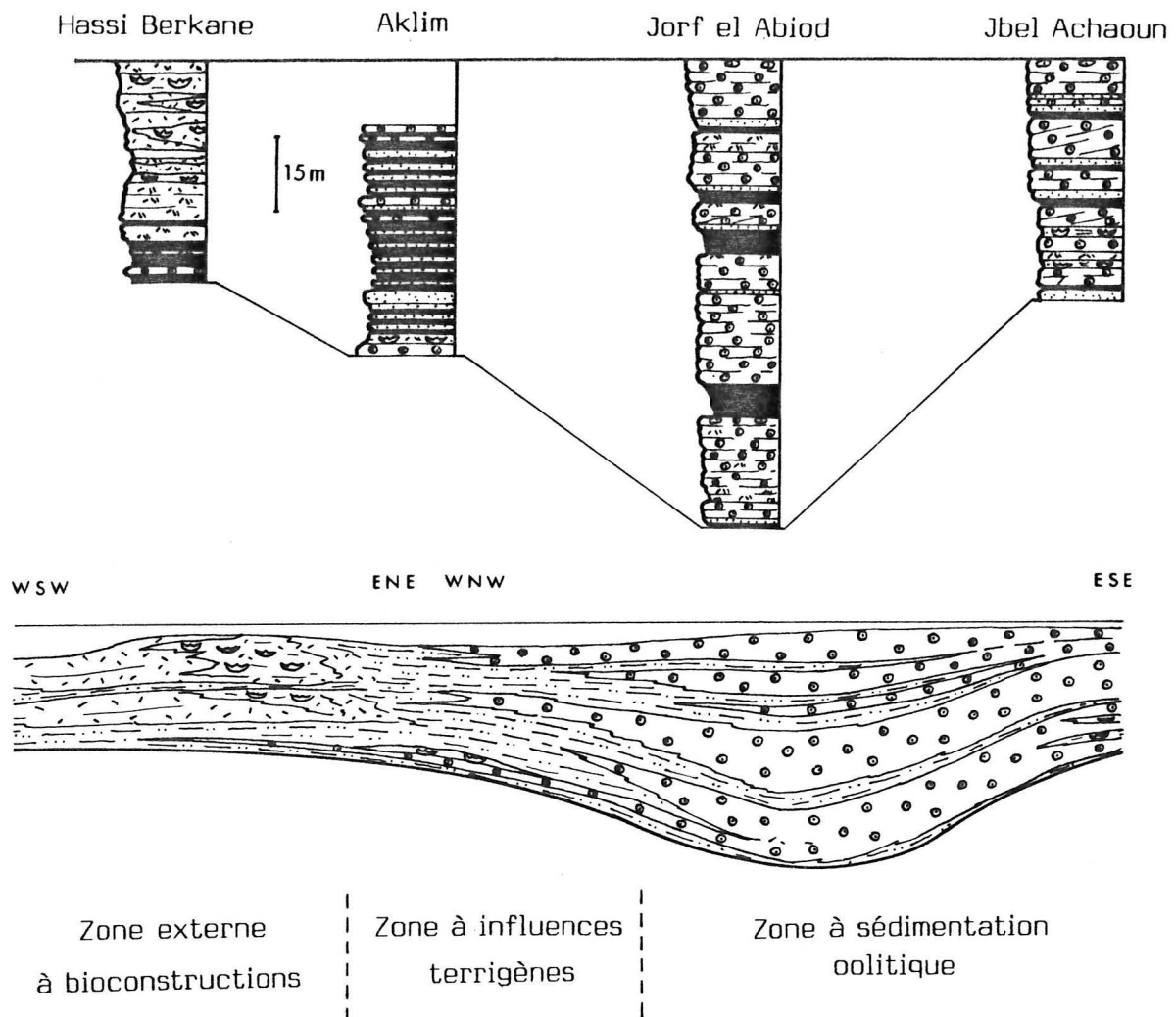


Fig. 24 - Corrélations des faciès et répartition des domaines de sédimentation dans la séquence SI.

- dans la région Jorf el Abiod-Jbel Achaoun, les dépôts oolitiques prédominent par rapport aux niveaux à colonies de madréporaires qui restent toujours plus modestes. Les oosparites résultent d'accumulations sur une forte épaisseur d'un sable d'oolites élaboré puis mis en place sous forme de dunes, barres, bancs ou lobes d'épandage dans une zone peu profonde de la bordure de la plate-forme ;

- dans la région d'Aklm, à l'exception de l'épisode carbonaté de base (oolites et petit biostrome corallien), la sédimentation est à dominante argilo-silteuse et quartzo-sableuse. Cette zone, à influence terrigène marquée, devait occuper une position intermédiaire légèrement en contrebas de la bordure oolitique et à l'arrière de la zone externe à madréporaires ayant valeur de petit haut-fond.

B - LA SEQUENCE GRESEUSE INFERIEURE SII

De façon générale, elle présente une certaine uniformité le long du profil-type (fig. 25), en offrant cependant quelques particularités intéressantes par rapport à la coupe-type, notamment au niveau des assises carbonatées qui constituent des barres bien marquées dans la topographie. Le découpage en trois séquences de second ordre, mis en évidence dans la coupe du Jbel Achaoun, n'est plus décelable ni au Jorf el Abiod, ni à Hassi Berkane.

1 - Au Jorf el Abiod.

La séquence majeure débute par un niveau bioconstruit à colonies globuleuses de madréporaires constituant une masse lenticulaire de type bioherme à remplissage sableux bioclastique.

Dans les séquences, la succession verticale de faciès la plus complète montre :

- des grès blanc-jaunâtre, en bancs massifs métriques à plurimétriques, généralement sans litage apparent, bien que dans certains cas apparaisse un litage horizontal ou très faiblement penté mais toujours très fruste. Dans ce faciès monotone, les grains de quartz, anguleux, non granoclassés sont fréquemment cimentés par un liant sparitique ou microsparitique ;
- des grès roux, très durs, à litage oblique très marqué, typique de la migration de mégarides ou de barres sableuses sous-marines ;
- des oosparites gréseuses, à litage oblique de même nature que celui des grès roux et des oosparites en bancs massifs pluridécimétriques, sans litage apparent ou à laminations horizontales frustes du fait de l'excellent calibrage des grains. Deux petites bioconstructions à colonies globuleuses de madréporaires, d'extension métrique à décamétrique, ont été observées en association avec les oosparites.

2 - A Hassi Berkane.

A l'exception de la partie basale, la séquence est peu différente de celle de Jorf el Abiod ; les sédiments les plus abondants étant les grès massifs non lités intercalés de bancs métriques d'oosparites, soit à litage oblique, soit à laminations horizontales.

Les dix premiers mètres de la séquence par contre, montrent une alternance d'argiles silteuses vertes à violacées, à petites lentilles silteuses et de grès jaunâtres très fins en bancs de quelques centimètres d'épaisseur, comportant des figures de glissement (microslumps), des rides de courant et des traces de bioturbation en surface.

3 - Relations entre les coupes.

Les caractères dominants de la séquence gréseuse inférieure sont une certaine uniformité des faciès dans les différents secteurs, l'abondance des matériaux sableux silicoclastiques et l'imbrication des sédimentations terrigène et carbonatée.

Hassi Berkane

Jorf el Abiod

Jbel Achaoun

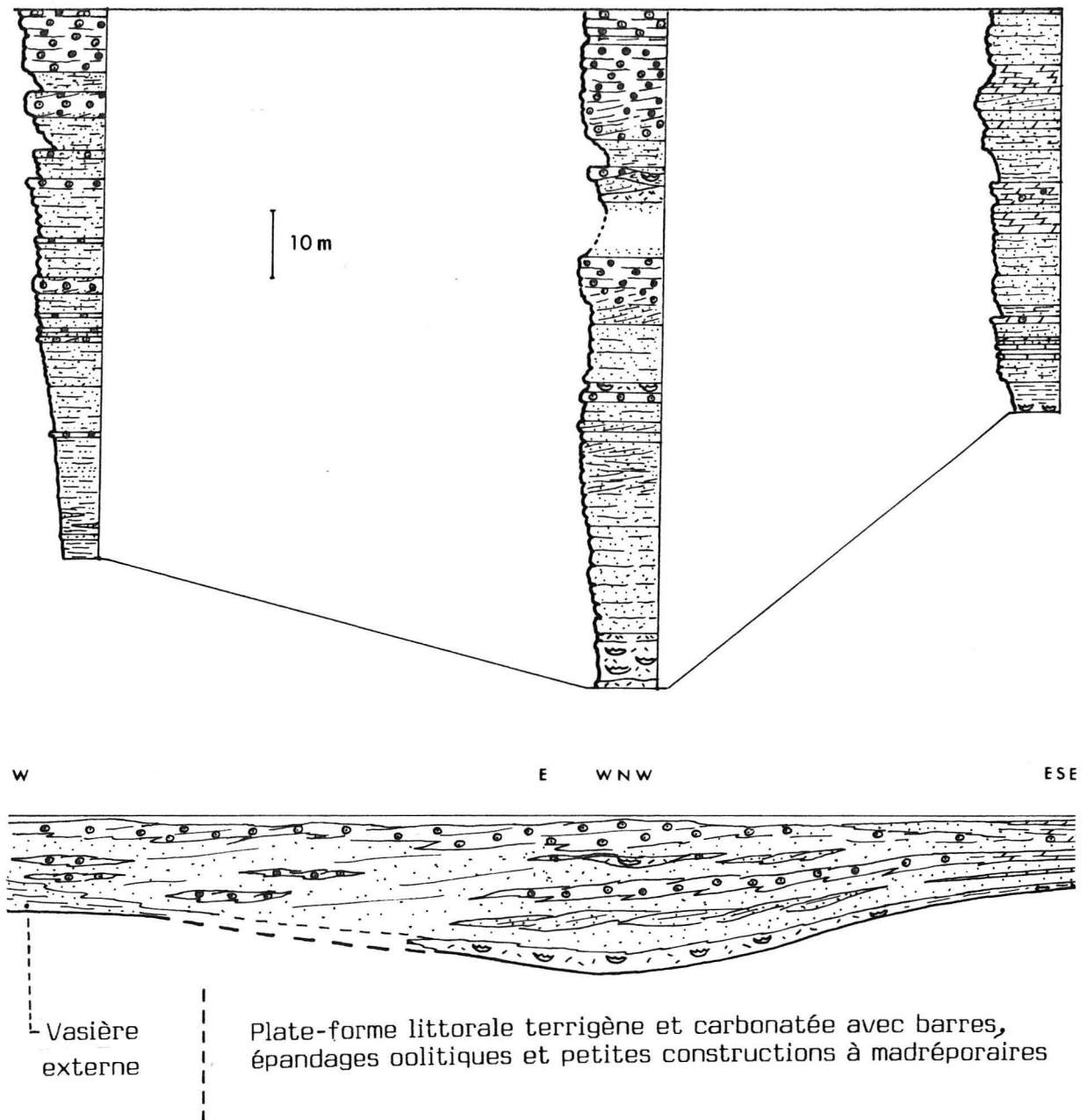


Fig. 25 - La séquence majeure gréseuse inférieure SII : coupes, corrélations des faciès et répartition des domaines sédimentaires.

a) L'épaisseur est sensiblement égale à Hassi Berkane et au Jorf al Abiod, par contre, elle est réduite d'environ 1/3 au Jbel Achaoun.

b) L'organisation séquentielle de 2e et 3e ordre témoigne d'une phase de comblement avec une séquence négative de type klupfélien : argiles et silts → grès → oosparites, ces dernières étant plus nombreuses et plus épaisses vers le haut (séquence "coarsening and thickening-up").

c) Les domaines de sédimentation.

Le cadre général de la sédimentation est celui d'une plate-forme assez monotone ne présentant pas vraiment d'organisation horizontale bien différenciée et recevant des apports terrigènes sableux très abondants.

Deux domaines sédimentaires peuvent être néanmoins distingués :

- sur la majeure partie de la plate-forme, le milieu de dépôt est caractérisé par une sédimentation presque exclusivement sableuse (silico-clastique et oolitique). La morphologie du fond devait être probablement assez régulière (fréquence des grès massifs en bancs réguliers, non lités ou à litage horizontal fruste) et localement accidentée de formes en relief (mégarides, barres sous-marines à matériel quartzeux ou oolitique) et dans certains cas de bancs sableux à oolites, très étendus, correspondant à des épandages mis en place par les courants. La profondeur devait, dans l'ensemble, être peu importante, en témoigne la présence des milieux oolitiques d'une part et des milieux infralittoraux à dasycladales d'autre part ;

- dans la partie distale du dispositif, se déposent des sédiments argilo-silteux et finement gréseux (base de la séquence à Hassi Berkane) dans une zone basse, de type vasière un peu plus profonde, aux eaux relativement calmes, plus ou moins éloignée des zones à forte sédimentation terrigène sableuse.

Le dispositif général est une plate-forme marine, peu profonde, à sédimentation sableuse, s'infléchissant distalement vers une zone plus basse à sédimentation fine argilo-silteuse.

C - LA SEQUENCE GRESO-ARGILEUSE SIII

Elle présente une grande variété sédimentaire aussi bien dans la nature des sédiments que dans leur organisation et leur répartition horizontale.

1 - Au Jorf el Abiod.

Les dépôts sont, de façon générale, nettement plus gréseux qu'au Jbel Achaoun ; le découpage en deux ensembles lithologiques reste valable mais la première unité se développe fortement (250 m) par rapport à la seconde dont l'épaisseur n'est plus que de 30 mètres :

- le premier ensemble est constitué d'une succession de séquences élémentaires et principales comprenant à la base des argiles vertes, puis

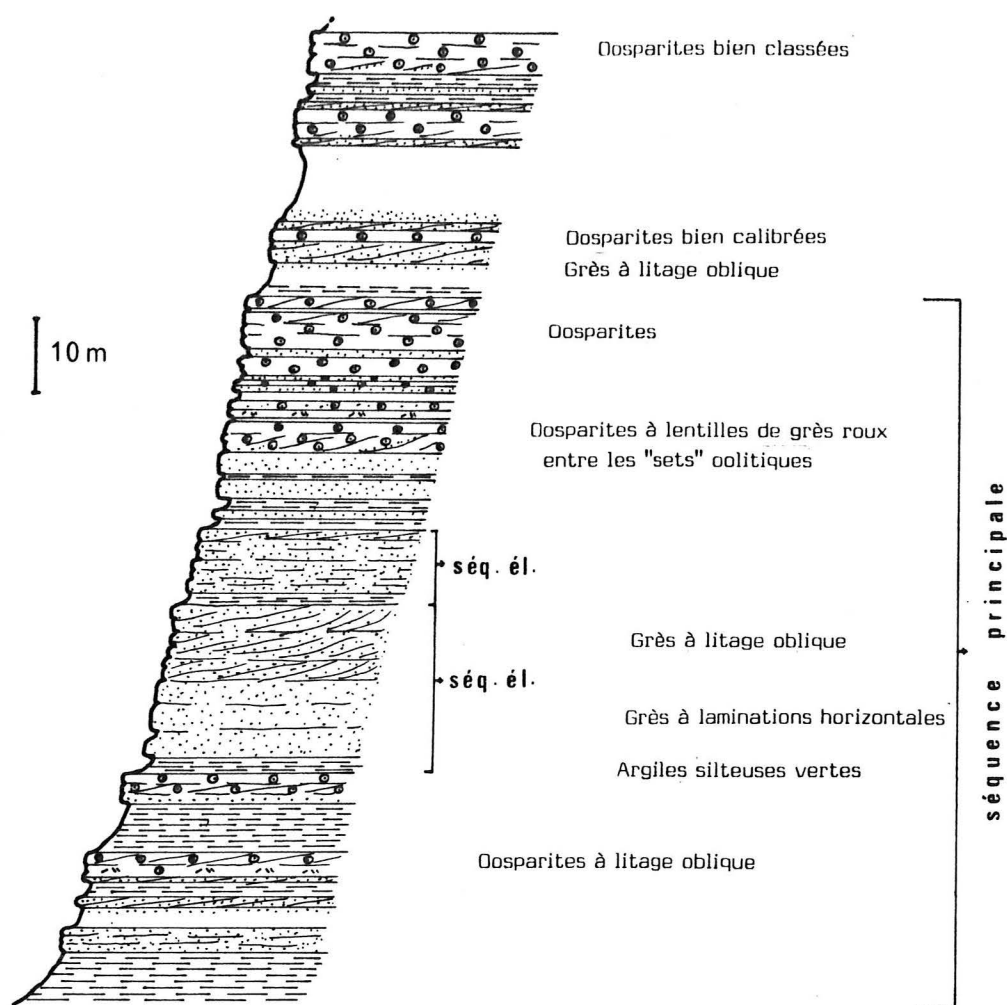


Fig. 26 - La séquence grés-argileuse SIII au Jorf el Abiod.

des grès blanc-jaunâtre à laminations non apparentes ou horizontales, surmontés de grès roux à litage oblique et se terminant par des oosparites ou biooosparites (séquence coarsening-upward).

La figure 26 illustre ce type d'enchaînement de faciès tant au niveau des séquences élémentaires que de la séquence principale :

- . le terme de base montre la prépondérance des argiles sur les faciès gréseux et oolitiques ;

- . le terme gréseux comporte 2 séquences élémentaires dans lesquelles le faciès "grès à litage oblique" permet de faire des observations de détail du litage. Dans la première séquence, au-dessus des grès massifs lités horizontalement, se développe une barre de grès roux à lits obliques entrecroisés multidirectionnels à surface d'abord concave et sinueuse fortement pentée puis plane à pente faible. La deuxième séquence élémentaire montre une succession identique, avec dans les quarante derniers centimètres, des figures de bioturbation qui recoupent et détruisent partiellement les lits obliques faiblement pentés. Cette évolution verticale des structures

correspond à l'installation puis à l'accroissement de barres sous-marines soumises à une énergie croissante corrélative d'une diminution de la profondeur ;

. le terme calcaire est constitué essentiellement d'oosparites et accessoirement d'oobiosparites à petits lamellibranches, intercalées de niveaux gréseux disposés, soit horizontalement en petits bancs décimétriques, soit en lentilles entre les faisceaux de lits obliques.

Jusqu'au sommet de ce premier ensemble, il y a répétition du même motif vertical qui peut, dans certains cas, être tronqué de l'un ou l'autre de ses pôles ; à noter également que les niveaux oolitiques sont de moins en moins importants vers le sommet et que les grès prédominent (voir fig. 20 pour le reste de la coupe).

- le second ensemble (30 m seulement), à dominante argileuse, mal exposé à l'affleurement, ne permet guère de faire d'observations de détail. A la faveur de quelques ravines et arrachements, il semble que les dépôts soient de même nature que ceux du Jbel Achaoun : argiles vertes ou rouges et grès rouge-brique et grisâtres.

2 - Dans la région d'Aklim.

La séquence gréso-argileuse est représentée par deux coupes partielles (voir fig. 20) qui permettent de préciser certains aspects particuliers du milieu de dépôt.

La portion inférieure (fig. 27) comporte quatre séquences élémentaires montrant deux types d'enchaînement de faciès :

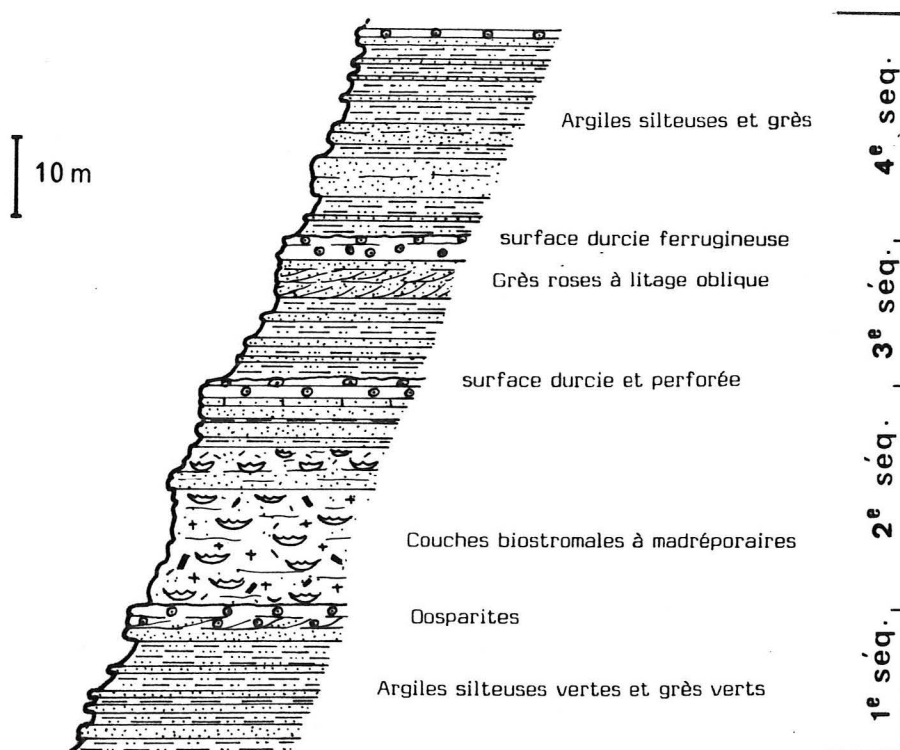


Fig. 27 - La séquence gréso-argileuse SIII à Aklim.

- le premier type (1e, 3e et 4e séquence), correspond à des séquences généralement pluridécamétriques, avec un terme basal terrigène argileux ou grés-argileux puis gréseux et un terme sommital oosparitique avec ou sans litage oblique, couronné par une surface durcie perforée et encroûtée par des huîtres ;

- le second type séquentiel (2e séquence) comporte à la base des constructions à madréporaires installées au-dessus d'une surface durcie et perforée. Elles sont disposées en biostromes à colonies massives, en boules décimétriques, séparées par du matériel biomicritique argileux, riche en débris de madréporaires, échinodermes et brachiopodes. Ces bioconstructions sont surmontées d'abord de grès plus ou moins argileux puis finalement d'oosparites se terminant par une surface durcie et perforée.

La coupe supérieure (cf. fig. 20) montre les mêmes types d'arrangement séquentiel. Les biostromes à madréporaires comportent en abondance des colonies cupulaires décimétriques de type *Microsolénidés*, peu fragmentées et des colonies plus massives en boules, le tout emballé dans du matériel argileux riche en brachiopodes (*térébratules*) et petites huîtres. Ces niveaux argileux sont séparés par des petits bancs pluricentimétriques à décimétriques de biomicrites à débris de madréporaires. Une barre de 5 mètres de biomicrites (*wackestone*) à débris de madréporaires couronne l'ensemble biostromal.

3 - A Hassi Berkane.

Bien que fragmentaires, les coupes montrent un changement général de la nature des dépôts : les sédiments carbonatés sont plus fréquents que dans les autres secteurs (bien que la tendance terrigène prédomine) et les faciès témoignent de conditions de sédimentation différentes.

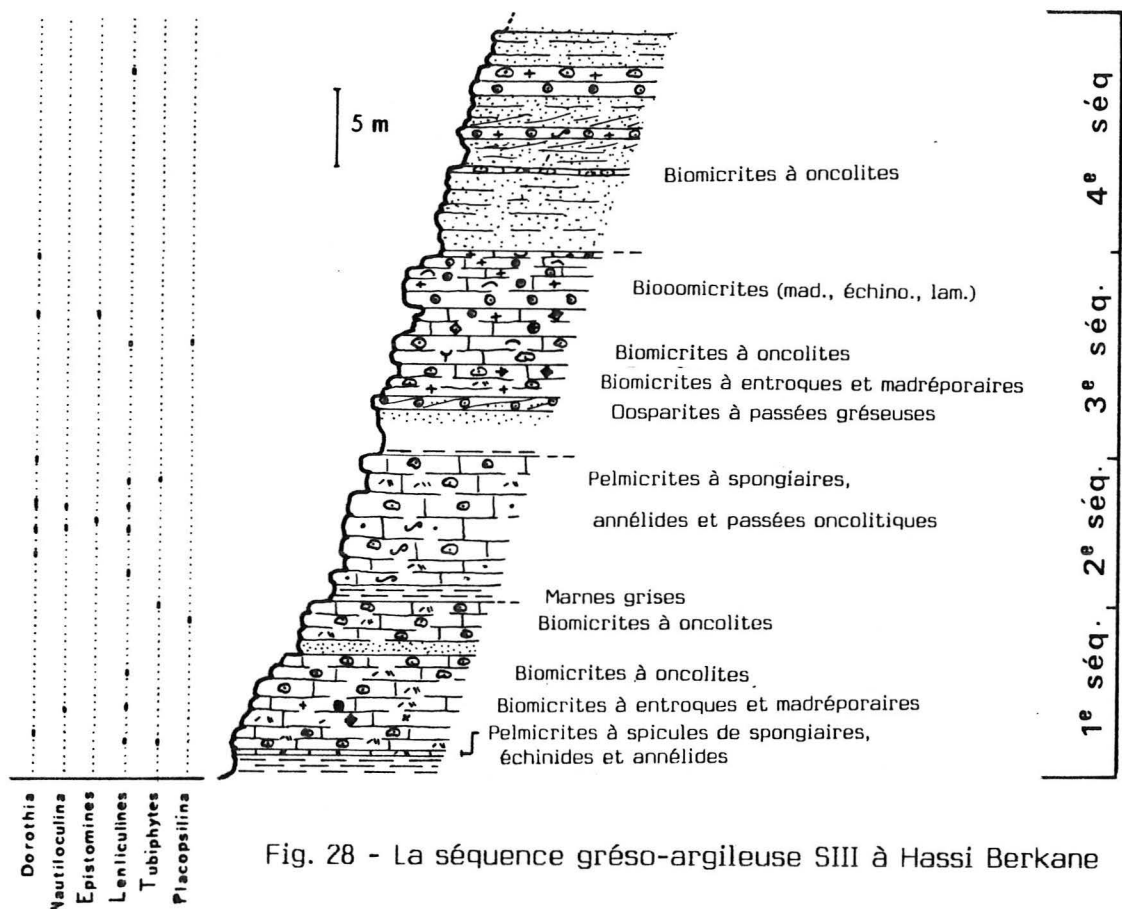


Fig. 28 - La séquence grés-argileuse SIII à Hassi Berkane

Les 2 séquences élémentaires de base (fig. 28) comportent une succession de 3 types principaux de faciès : pelmicrites plus ou moins argileuses à spicules de spongiaires, échinides et annélides, biomicrites à oncolites et nombreux organismes encroûtants (tubiphytes, foraminifères, annélides) et biomicrites grossières à crinoïdes, madréporaires et pseudo-oncolites à nubéculaires.

La troisième séquence, plus complexe permet de mettre en évidence les relations verticales entre les 2 derniers types de faciès précédents et les oosparites, dépôt de milieu très peu profond. On observe la superposition suivante :

- argiles silteuses et grès se terminant par 1 m d'oosparites gréseuses à litage oblique ;
- biomicrites à débris de madréporaires et d'encrines encroûtés de quelques couches corticales à girvanelles, accompagnés de foraminifères tels que Dorothia, Lenticulina, Placopsilina et Bullopora tuberculata ;
- biomicrites à gros oncolites irréguliers parfois centimétriques à feutrage de girvanelles comportant également des nubéculaires et des placopsilines agglutinant des grains de quartz ;
- de nouveau, biomicrites à entroques et madréporaires assez semblables aux précédentes ;
- oosparites et bioomicrites à madréporaires, échinides et lamellibranches.

Le passage argiles-grès-oosparites à litage oblique est de même type que ceux décrits précédemment et correspond à l'installation puis à l'accroissement de barres sous-marines. Les biomicrites à débris de madréporaires et crinoïdes oncolitisés et les biomicrites à oncolites témoignent d'un environnement, où le phénomène dominant reste le concrétionnement mais en eaux relativement plus calmes (présence de boue entre les grains) et plus profondes (fréquence de Dorothia, foraminifère à affinités circalittorales, A. Arnaud, 1980) que celles des milieux oolitiques qui lui sont adjacents.

Les faciès à pelmicrites (mudstone à wackestone) à spicules de spongiaires et annélides, bien représentés dans la seconde séquence correspondent à des dépôts plus abrités, plus éloignés des sources de matériel bioclastique et vraisemblablement plus profonds.

Dans le reste de la séquence majeure grés-argileuse (voir fig. 20), les dépôts sont essentiellement des argiles silteuses, grès et oosparites avec des niveaux peu nombreux de calcaires argileux à petites constructions de madréporaires et de pelmicrites et biomicrites à oncolites.

4 - Relations entre les coupes.

La comparaison des diverses coupes, comme pour les 2 séquences majeures sous-jacentes, fait apparaître les caractères principaux qui résument les particularités de la sédimentation le long du profil-type.

a) L'épaisseur globale des dépôts au Jorf el Abiod est plus forte d'environ un tiers, par rapport à celle du Jbel Achaoun.

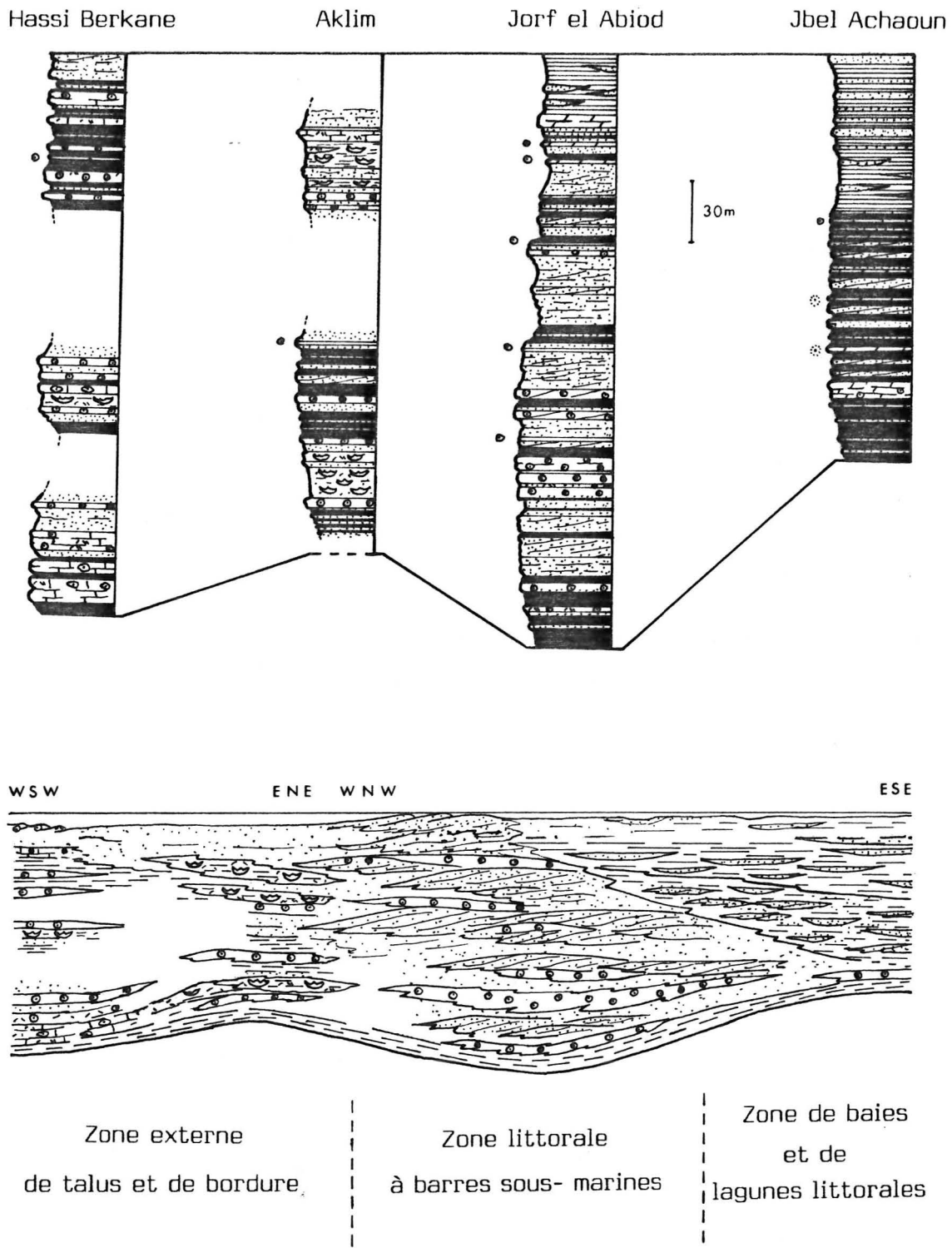


Fig. 29 - Corrélations des faciès et répartition des domaines de sédimentation dans la séquence SIII.

Dans les secteurs d'Aklim et d'Hassi Berkane, l'épaisseur ne peut être évaluée avec certitude, il semble cependant qu'à Aklim les dépôts soient moins épais qu'à Hassi Berkane.

b) Du point de vue de l'organisation séquentielle, l'évolution dans le sens du comblement est particulièrement nette au Jorf el Abiod et surtout au Jbel Achaoun : les dépôts transgressifs argilo-silteux et oolitiques de milieux marins externes passent à des sédiments gréseux et gréso-argileux à intercalations oolitiques de plate-forme littorale et finalement à des argiles sableuses, grès argileux et grès lenticulaires de lagune ou vasière abritée.

A Aklim et Hassi Berkane, les dépôts ne montrent pas de tendance évolutive d'ensemble : l'environnement reste en permanence de type marin ouvert.

c) Les domaines de sédimentation.

Après le dépôt des argiles silteuses et silts argileux de base (J. Achaoun, Jorf el Abiod, Aklim) et des micrites et biomicrites à oncolites (Hassi Berkane) qui correspondent à un épisode transgressif généralisé sur l'ensemble de la plate-forme, trois zones relativement distinctes se différencient selon une polarité distale-proximale (fig. 29) :

- une zone externe correspondant aux secteurs d'Hassi Berkane et Aklim, caractérisée par deux types d'environnements principaux :

. dans la partie basse (ou talus externe), la sédimentation est à dominante vaseuse avec des argiles vertes et silts argileux lorsque l'apport terrigène est prépondérant et des biopelmicrites à spongiaires et biomicrites à oncolites lorsque la phase carbonatée prédomine ;

. dans la partie haute (talus externe supérieur et bordure) les dépôts sont de nature sableuse avec des grès jaunâtres et surtout des biomicrites packstone à crinoïdes et madréporaires, oosparites et localement, dans les zones protégées de la bordure, des biostromes à madréporaires à remplissage argilo-sableux.

- une zone littorale marine, localisée à la région du Jorf el Abiod, avec une sédimentation dominée par un apport terrigène très important et par des dépôts oolitiques. Les sédiments gréseux sont organisés en un dispositif de barres sous-marines, cordons ou bancs sableux superposés, déterminant une zone en relief à agitation croissante vers le haut. Lorsque les arrivées terrigènes sont plus faibles et que les conditions de profondeur et d'agitation sont favorables à l'oolitisation, la partie supérieure des corps sableux se couvrent de matériel oolitique que les courants contribuent à étaler ;

- une zone de vasières littorales située dans le secteur du Jbel Achaoun où deux stades d'évolution peuvent être distingués :

. dans un premier temps, l'environnement est celui d'une baie à sédimentation essentiellement vaseuse, restant vraisemblablement ouverte aux influences marines, parcourue par des chenaux de marée et accidentée de barres sous-marines sableuses à matériel quartzeux ou oolitique ;

. dans une seconde phase, en raison du développement de la zone de cordons qui joue alors un rôle de protection plus efficace, le milieu de baie évolue vers un environnement de type lagune à sédimentation essentiel-

lement vaseuse, parcourue de petits chenaux par lesquels transitent les matériaux sableux silicoclastiques généralement fins.

D - LA SEQUENCE GRESEUSE SUPERIEURE SIV

A l'image de la séquence gréseuse inférieure (séquence II), elle présente une grande monotonie des faciès, constitués pour la plupart de grès à litage horizontal, de grès à litage oblique et accessoirement d'argiles silteuses verdâtres. Le niveau-repère carbonaté signalé au Jbel Achaoun est présent dans toutes les coupes mais il montre divers types de faciès en fonction de la position plus ou moins distale de leur milieu de dépôt.

1 - Au Jorf el Abiod.

La séquence débute par des dolomies très compactes, à fantômes d'oolites qui témoignent comme au Jbel Achaoun d'un retour à des conditions marines franches.

Les grès, qui constituent l'essentiel des dépôts, se présentent sous forme de bancs massifs, à litage horizontal peu visible ou en bancs de couleur rousse à litage oblique de type foreset à surface d'érosion plane. La surface des bancs est fréquemment ornée de rides plus ou moins symétriques.

Le niveau-repère carbonaté comporte une gamme de faciès assez semblables à ceux du Jbel Achaoun avec notamment des marnes grises, des pelmicrites et biomicrites péloïdales renfermant des foraminifères (*Alveosepta jaccardi* et des miliolites) et des débris d'échinodermes (échinides et ophiures). Ces faciès, à dominante boueuse, correspondent à une sédimentation de plate-forme abritée, peu profonde.

Des passées de bioosparites bien classées, à oolites superficielles, péloïdes, lenticulines, débris de madréporaires et d'oursins indiquent un environnement marin relativement plus agité et un peu plus ouvert, les lenticulines étant des organismes à affinités nettement marines.

2 - A Aklim.

Les faciès gréseux montrent les mêmes caractères que dans les autres coupes ; par contre, le niveau-repère carbonaté est constitué de sédiments qui reflètent des milieux de dépôt plus distaux. Ce sont d'une part, des biopelmicrites (wackestone) à débris de spongiaires nombreux accompagnés de madréporaires, annélides et d'encroûtements stromatolitiques plus ou moins colonnaires ou oncolitiques et d'autre part, des biomicrites grossières mal classées à débris peu arrondis de bryozoaires, madréporaires, échinides, annélides, éponges calcaires et tubiphytes.

Ces deux types de faciès caractérisent un environnement franchement marin situé sur le talus externe relativement proche de la bordure de la plate-forme.

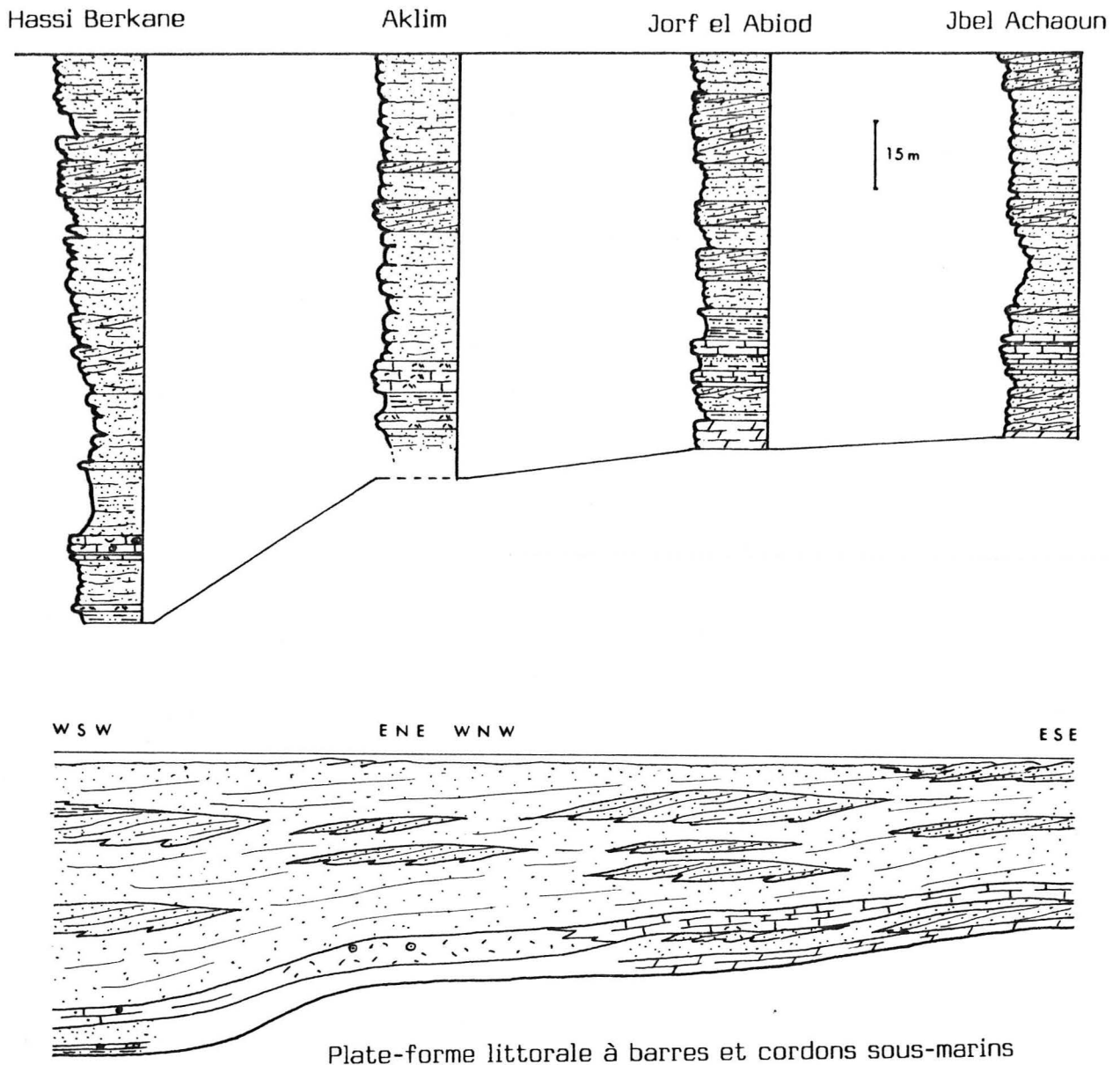


Fig. 30 - Corrélation des faciès et répartition des domaines de sédimentation dans la séquence SIV.

3 - A Hassi Berkane.

Les premiers dépôts qui recouvrent la surface ferrugineuse terminant la séquence sous-jacente, sont constitués par quelques mètres d'argiles gréseuses vertes à glauconie. Elles sont surmontées d'une passée métrique où dominent les faciès gréseux riches en coquilles d'huîtres et les bioosparites grossières où abondent les lamellibranches silicifiés et fréquemment oncolitisés et les gastéropodes.

Une dizaine de mètres de grès jaunâtres et argiles gréseuses rousses affleurent ensuite, avant le niveau-repère carbonaté dont les faciès

correspondent essentiellement à des pelmicrites à passées lumachelliques à huîtres et accessoirement à des pelsparites et bioosparites à lamellibranches.

Le reste de la séquence est entièrement gréseux avec des faciès classiques organisés en séquences élémentaires comportant des grès massifs à la base puis des grès à litage horizontal surmontés par des grès roux à litage oblique et ripple-marks.

4 - Relations entre les coupes.

La séquence gréseuse supérieure est marquée par deux caractères principaux : l'importance de l'apport terrigène sableux et la permanence du niveau-repère carbonaté.

a) L'épaisseur.

Les variations sont peu sensibles entre le Jbel Achaoun et le Jorf el Abiod ; par contre, on constate une légère augmentation dans les secteurs d'Aklim et d'Hassi Berkane.

b) L'organisation séquentielle.

Les séquences élémentaires, entièrement gréseuses comportent deux termes fondamentaux : à la base, grès massifs blanc-jaunâtre ou verdâtres passant à des grès à litage horizontal et grès à lits obliques de dimension généralement métrique, de type foresets.

c) Les domaines de sédimentation (fig. 30).

Le long du profil-type, les dépôts gréseux montrent une certaine uniformité qui traduit une absence de différenciation notable à l'intérieur du domaine de sédimentation. Il devait correspondre à une vaste plate-forme monotone recevant des matériaux terrigènes sableux distribués par les courants côtiers, accidentée localement de barres ou de cordons sous-marins.

Le niveau-repère carbonaté, présent dans tout le Maroc nord-oriental mais également en Oranie, atteste d'une période de rémission généralisée de l'apport terrigène sur tout l'avant-pays rifo-tellien (les causes en seront discutées ultérieurement). Lors de cet épisode carbonaté deux domaines se différencient : une zone proximale à cachet interne correspond au secteur Jbel Achaoun-Jorf el Abiod et une zone distale de type bordure dans la région d'Aklim et d'Hassi Berkane.

E - CONCLUSION.

L'analyse comparative des coupes du profil-type a permis de corréler les quatre unités lithologiques majeures, de suivre l'évolution des séquences et des milieux de dépôts et de mettre en évidence d'importantes différences d'épaisseur en relation avec les variations de la subsidence et du comblement.

1 - Evolution des séquences et des milieux de dépôts.

L'évolution générale régressive constatée dans le secteur Jbel Achaoun-Jorf el Abiod est nettement moins évidente dans les coupes d'Aklim et d'Hassi Berkane. En effet, si l'on considère la succession des trois premières séquences majeures :

- au Jbel Achaoun et au Jorf el Abiod, partant des dépôts sableux de la bordure (séquence I) on aboutit aux sédiments argileux ou argilo-gréseux de lagunes (sommet de la séquence III) ;
- à Aklim et Hassi Berkane les faciès reflètent des environnements ayant appartenu en permanence au talus ou à la bordure.

Il apparaît donc que, globalement, la plate-forme a conservé une étendue à peu près constante et que la progradation n'a été vraiment effective que dans le secteur sud-oriental, là où les milieux de plus en plus littoraux ont remplacé progressivement les milieux à affinités marines franches.

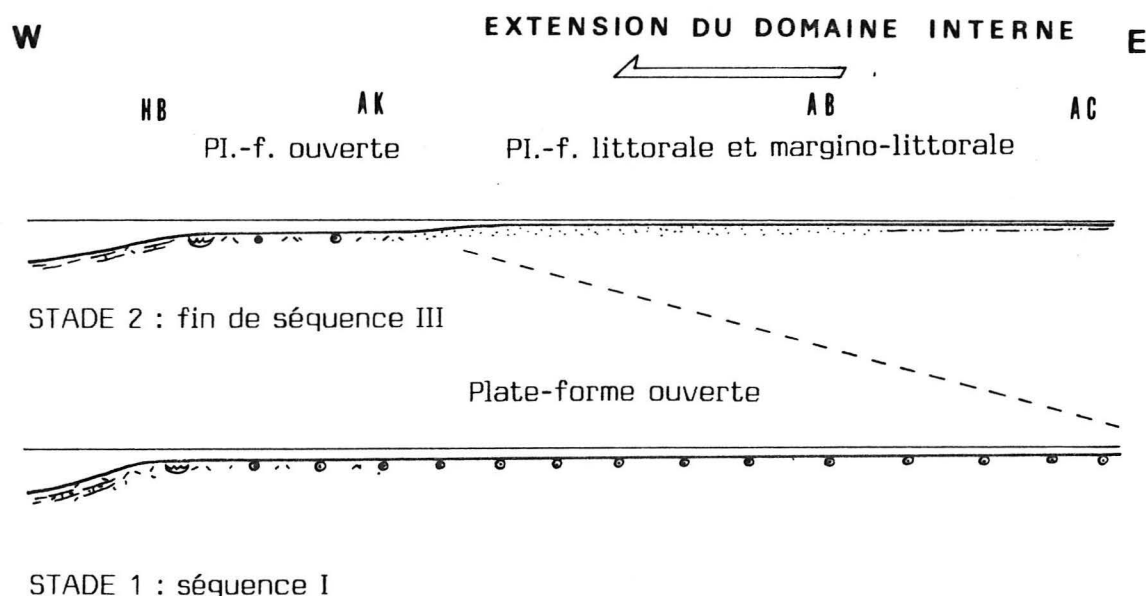


Fig. 31 - Schéma interprétatif montrant l'évolution régressive.

Cette régression n'est donc pas un phénomène généralisé ; elle n'apparaît pas comme la conséquence d'une migration d'ensemble de tout le système puisqu'elle ne concerne que sa frange littorale : le système se déforme sans variation des dimensions de l'aire de dépôt, simplement par modification de la géométrie des corps sédimentaires et de la répartition des différents domaines de sédimentation.

La quatrième séquence majeure, qui marque au départ une certaine transgressivité par rapport à ce qui précède, enregistre un autre phénomène : la généralisation du détritisme qui tend à uniformiser l'environnement sur toute l'aire de dépôt.

2 - Subsidence et comblement.

Les quatre coupes qui constituent le profil-type montrent d'importantes variations d'épaisseur, notamment entre Jbel Achaoun et Jorf el Abiod où l'on enregistre une augmentation très nette (de 380 m à 550 m) en quelques kilomètres (même si cette différence est légèrement exagérée par la compaction diagénétique plus forte des dépôts argileux plus abondants du Jbel Achaoun). A Aklim et Hassi Berkane, les données sont moins précises mais il semble que les épaisseurs ne soient pas aussi importantes qu'au Jorf el Abiod.

Ces variations peuvent être interprétées comme la conséquence de la mobilité différentielle du soubassement pendant la sédimentation, celle-ci est à son tour attribuable au jeu ou au rejeu d'accidents qui déterminent un dispositif compartimenté en blocs plus ou moins subsidents. Le secteur du Jbel Achaoun devait correspondre à une zone à tendance positive, alors que la région du Jorf el Abiod appartenait à une zone fortement subsidente ayant fonctionné comme piège à sédiments. A Aklim et Hassi Berkane, l'enfoncement du soubassement devait avoir une valeur intermédiaire.

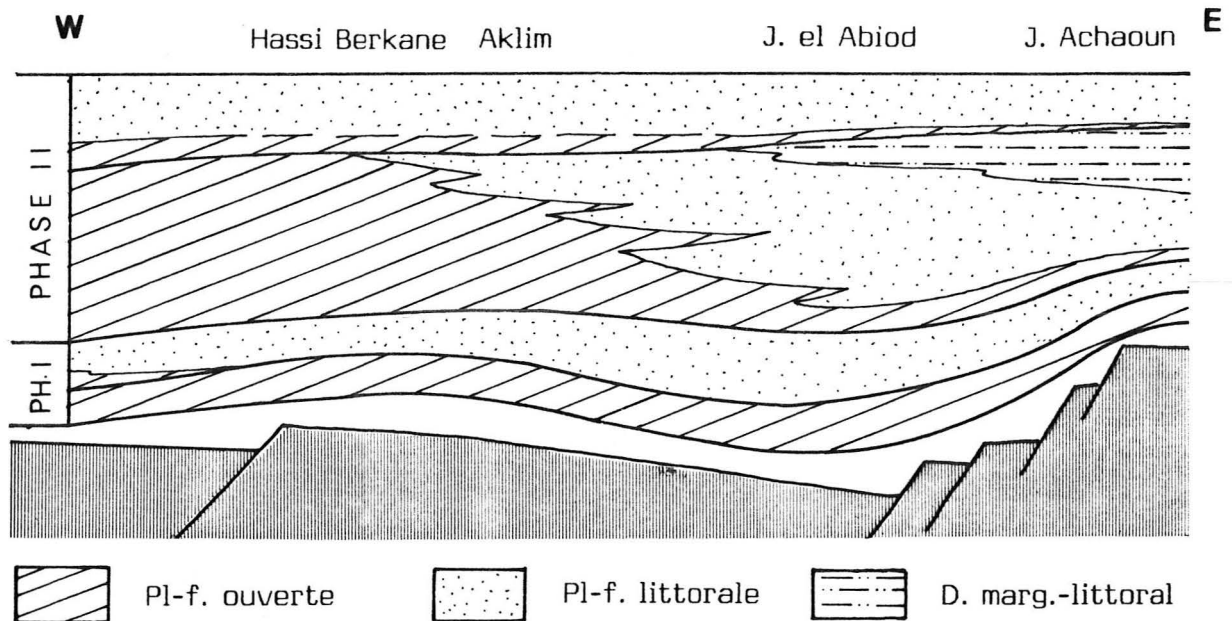


Fig. 32 - Schéma interprétatif montrant les rapports entre les variations d'épaisseur des corps sédimentaires et les mouvements du soubassement.

De façon schématique, l'interprétation proposée dans la figure 32, en tenant compte des variations de l'épaisseur des divers corps sédimentaires, fait intervenir des compartiments ou blocs plus ou moins basculés ou en rotation le long d'accidents localisés au secteur de Jorf el Abiod d'une part et plus hypothétiquement à la région d'Hassi Berkane d'autre part. Dans les parties effondrées (demi-grabens), les mouvements négatifs ont entraîné des surépaisseurs de sédiments par remblayage rapide sans approfondissement du milieu alors que dans les zones à plus faible subsidence (demi-horsts), le remblaiement a été plus lent et les accumulations moins importantes.

L'évolution séquentielle non linéaire est la conséquence directe des mouvements du tréfonds qui provoquent des saccades répétées vers le bas, compensées constamment par un comblement sensiblement égal (en position distale) ou légèrement supérieur (en position proximale) à l'enfoncement et à la compaction des sédiments sous-jacents. De ce fait, le milieu varie peu et n'enregistre que des modifications mineures de la profondeur ; l'extension progressive du domaine littoral en direction des milieux externes reflète plus une augmentation de l'apport sédimentaire sur la frange littorale qu'un ralentissement général de la subsidence.

III - LES COUPES ANNEXES

Plusieurs coupes partielles ont été relevées dans différents secteurs des Beni Snassen. Bien qu'incomplètes elles permettent néanmoins de préciser ou de compléter les données acquises lors de l'étude des sections du profil-type.

A - LA COUPE DU JBEL MASSIL.

Située sur le flanc méridional du massif, à environ 12 km au SW du Jbel Achaoun et à 9 km du Jorf el Abiod, elle correspond à la partie supérieure de la séquence III et l'ensemble de la séquence IV sur une épaisseur totale d'un peu plus d'une centaine de mètres.

1 - Description de la coupe.

On observe de bas en haut (fig. 33) :

- une vingtaine de mètres de grès blanc-jaunâtre à roses se débitant en gros bancs à litage horizontal net ;
- 2 m de micrites plus ou moins gréseuses ayant livré quelques exemplaires d'Alveosepta jaccardi, des miliolites, des valvulinidés et des valves d'ostracodes. Elles forment comme au Jbel Achaoun une barre repère dans le paysage ;
- 19 m de grès blanc-jaunâtre et roux à litage horizontal ou oblique ;
- 21 m d'argiles sableuses vertes intercalées de bancs ou de lentilles gréseuses, surmontées d'une barre massive de grès roux à litage oblique entrecroisé qui termine la séquence III ;
- 2 m de dolomies cristallines à fantômes d'oolites ;
- 10 m de grès beiges à litage horizontal ou oblique ;
- 7,5 m d'un ensemble de marnes grises et calcaires micritiques, équivalent du dernier niveau-repère observé dans les autres secteurs. Les faciès sont des micrites (mudstone) plus ou moins argileuses et des pelmicrites (wackestone à packstone) à foraminifères (Alveosepta jaccardi, miliolites) et ostracodes ;
- 18 m de grès beiges, massifs, se débitant en gros bancs plurimétriques.

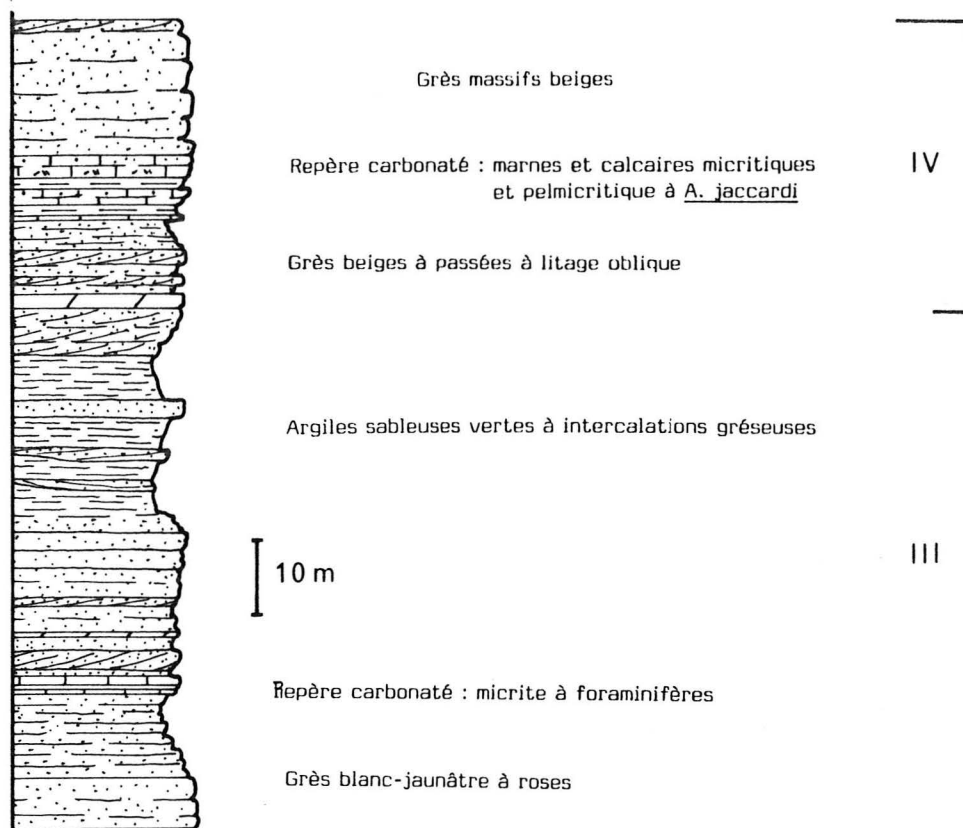


Fig. 33 - Coupe du Jbel Massil.

2 - Rapports avec les coupes les plus proches.

De façon générale, la nature des faciès varie peu ; leur répartition verticale (exception faite des épaisseurs) est assez comparable à ce que l'on observe au Jorf el Abiod où la tendance gréseuse domine aux dépens des argiles vertes lagunaires à lentilles gréseuses qui sont par contre bien développées au Jbel Achaoun.

Les niveaux-repères, bien visibles au Jbel Achaoun, sont également présents et les faciès relativement semblables correspondent à des dépôts de plate-forme littorale protégée à sédimentation boueuse.

La différence la plus importante concerne les épaisseurs ; en effet, en prenant comme référence le niveau-repère de la séquence III, l'épaisseur, voisine de 145 m au Jbel Achaoun, n'est plus que de 88 m au Jbel Massil avec, pour la séquence IV, respectivement 80 m et 38 m. Ces variations, déjà mises en évidence dans l'étude du profil-type, sont la réponse sédimentaire aux mouvements différentiels du soubassement pendant la sédimentation. Ces constatations tendent donc à confirmer l'hypothèse proposée d'un dispositif de blocs déterminant des zones à enfouissement variable ; le secteur du

Jbel Massil, à subsidence plus faible devait alors correspondre à une zone positive située sur la partie haute d'un bloc.

Paléogéographiquement, on constate que les zones les plus résistantes à l'enfoncement correspondent au flanc sud des Beni Snassen (Jbel Achaoun et Massil) et que les zones à tendance négative sont plutôt localisées au flanc nord (Jorf el Abiod).

B - LA COUPE DE LA KOUDIAT EL HAMIRET.

Sur la rive droite de l'oued Sidi Marouf qui alimente la retenue de Mechra Klila, une petite boutonnière, située à 2 km au nord du barrage, fait apparaître les 65 derniers mètres de la Formation des Grès des Beni Ourimeuch.

1 - Description de la coupe.

Elle correspond à la quasi-totalité de la séquence majeure gréseuse supérieure et montre la succession suivante (fig. 34) :

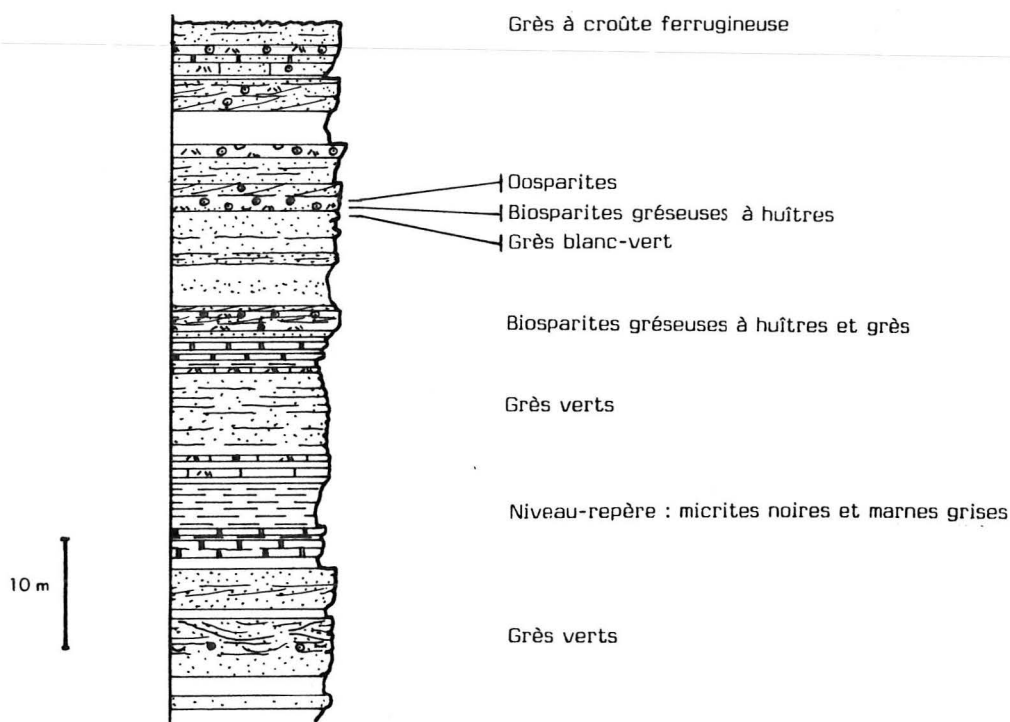


Fig. 34 - Coupe de la Koudiat Hamiret.

- une douzaine de mètres de grès blancs à verdâtres, très durs disposés en bancs décimétriques à métriques à litage soit horizontal soit oblique ; dans ce dernier cas, certaines laminations résultent, de toute évidence, du remplissage de petits chenaux larges de quelques mètres, à base

ravinante nette alors que d'autres sont la conséquence de la migration de dunes ou barres sous-marines. Dans cet ensemble gréseux, s'intercale un banc de biosparites gréseuses à litage horizontal où alternent des lits centimétriques, très riches en coquilles d'huîtres disposées dans le sens du litage et des lits gréseux millimétriques à grains subanguleux à subarrondis de taille moyenne comprise entre 0,25 et 0,3 mm ;

- 9 m de marnes grises et de calcaires micritiques (mudstone) ayant livré quelques exemplaires d'Alveosepta jaccardi. De par sa position dans la coupe et de par la nature micritique des sédiments, cette passée carbonatée peut être assimilée au dernier niveau-repère observé dans les autres coupes ;

- le reste de la séquence majeure est constitué de grès fins (taille moyenne : 0,150 mm) et de biosparites à lamellibranches (huîtres surtout) toujours plus ou moins gréseuses, dont les grains de quartz subanguleux à subarrondis ont une taille moyenne voisine de 0,30 mm. Le dernier banc qui clôture l'ensemble est un grès bioturbé brun-noir, très ferrugineux, d'aspect caverneux.

2 - Comparaisons avec les niveaux équivalents des autres coupes.

Comme dans les autres secteurs, la tendance est nettement gréseuse avec, en plus, des intercalations carbonatées de bioosparites et de biosparites gréseuses à huîtres. L'environnement général était également celui d'une plaine littorale recevant des apports terrigènes silicoclastiques abondants et où se sont mis en place localement et épisodiquement des milieux à huîtres dont les coquilles n'ont été que peu déplacées après leur mort comme en témoigne leur bon état de conservation.

L'épaisseur au-dessus du niveau-repère est d'environ 40 mètres ; elle est à peu près égale à celle de la partie équivalente du Jbel Massil, à peine plus faible qu'au Jbel Achaoun mais 3,5 fois moins importante qu'à Hassi Berkane situé à 20 km au NNE. Les mêmes raisons que précédemment peuvent être invoquées pour les différences d'épaisseur ; dans le dispositif proposé le secteur de la Koudiat el Hamiret devait être situé sur une zone à tendance positive dans le prolongement direct de l'axe Jbel Achaoun-Jbel Massil avec une direction moyenne N60-70.

C - LA REGION D'OUJDA.

A une dizaine de kilomètres à l'Ouest d'Oujda, une série de petites collines permet d'étudier la Formation des Grès des Beni Ourimeuch, notamment au Jbel Mrhiris situé à proximité de l'embranchement des routes Oujda-el Aïoun et Oujda-Taforalt. Malgré un découpage serré par de nombreuses failles, une coupe continue d'environ 70 mètres a pu y être levée.

1 - La coupe du Jbel Mrhiris.

Elle comporte deux séquences principales à peu près complètes appartenant à la séquence majeure grés-argileuse (séquence III). Dans chacune d'entre elles, les faciès gréseux dominant et s'enchaînent selon la succession suivante (fig. 35) :

- à la base, des argiles gréseuses vertes intercalées de petits bancs

de grès blancs à verdâtres dans la première séquence et d'un niveau de 0,6 m de dololosparites gréseuses dans la seconde ;

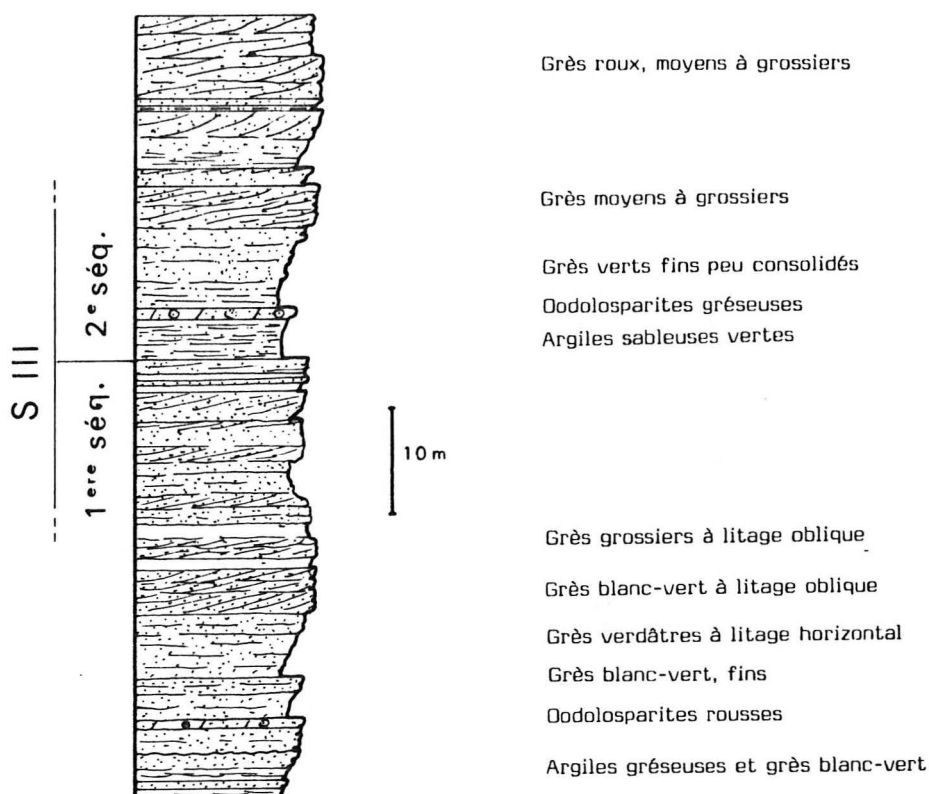


Fig. 35 - Coupe du Jbel Mrhiris.

- puis des grès blancs ou verdâtres, fins, se débitant en bancs décimétriques réguliers fréquemment soulignés par un litage horizontal. En surface, on observe fréquemment des petites rides symétriques et parfois des traces d'activité biologique (bioturbation). Les grains de quartz de forme généralement anguleuse ont une taille voisine de 0,2 mm ;

- enfin des grès bruns à roux en patine et blanc-jaunâtre en cassures à litage oblique très marqué, de granulométrie sensiblement supérieure (taille voisine de 0,3 mm) et à grains subanguleux à subarrondis témoignant d'un degré d'usure plus élevé.

Ces deux séquences principales, à évolution verticale presque identique, sont des séquences négatives stratocroissantes (coarsening and thickening upward) avec un terme gréseux à litage oblique bien développé. Elles témoignent d'un environnement de type plate-forme littorale, à sédimentation sableuse fine, évoluant vers un milieu côtier accidenté de dunes ou barres sous-marines, qui par coalescence ont pu former de véritables cordons littoraux mis en place dans des conditions d'énergie croissante.

2 - Les autres affleurements de la région.

Dispersés dans le même secteur et ne montrant que des coupes relativement peu épaisses, ils permettent cependant de constater que la nature des dépôts est essentiellement gréseuse.

Sur le flanc nord du Jbel Harraza, juste sous la corniche dolomitique de la formation sus-jacente, on observe une soixantaine de mètres de grès blancs massifs mal lités, dont les 20 derniers mètres sont intercalés de plusieurs bancs carbonatés pelmicritiques ou dolomitiques à passées argileuses ayant fourni *Alveosepta jaccardi* et d'un banc d'oobiosparites à huîtres. Cette intercalation calcaire dans la masse gréseuse correspond vraisemblablement au repère de la séquence majeure supérieure. Dans cette coupe, il n'est situé qu'à 15 m du sommet de la Formation ; cette réduction importante de l'épaisseur par rapport aux autres secteurs (80 m au Jbel Achaoun, 40 m au Jbel Massil et à la Koudiat el Hamiret) témoigne d'une plus grande stabilité de la région, relative à sa position encore plus méridionale dans le dispositif.

D - CONCLUSION.

De façon générale, dans les zones les plus méridionales des Beni Snassen (Oujda-el Aïoun), les divers affleurements rencontrés, même s'ils ne constituent pas d'importantes séries continues, montrent que la tendance est très nettement gréseuse et que les niveaux carbonatés à affinités marines franches sont rares et toujours peu épais. Par ailleurs, on note une augmentation significative de la granulométrie qui pourrait témoigner, entre autre, d'un rapprochement des sources d'apports de matériel et parallèlement d'un éloignement des zones marines franches à sédimentation mixte terrigène et carbonatée. L'environnement général devait appartenir à la zone côtière littorale à margino-littorale faisant la transition entre le domaine continental situé au Sud et au Sud-Ouest et le domaine marin ouvert sur le bassin rifotellien situé au Nord.

A cette polarité proximale-distale de l'environnement, approximativement subméridienne à SE-NW, se superpose une polarité de la subsidence :

- les zones les plus méridionales (flanc sud des Beni Snassen et région Oujda-el Aïoun) enregistrent les taux de subsidence et de remblaiement les plus faibles, selon un axe N60-70, parallèle à la direction de la bordure septentrionale de la Chaîne des Horsts ;

- à l'inverse, celles situées plus au N ou au NW (flanc nord des Beni Snassen) ont fonctionné comme piège à sédiments, avec des taux élevés d'enfoncement et de comblement.

IV - LES ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES

Dans la Formation des Grès des Beni Ourimeuch, la prépondérance de la sédimentation terrigène silicoclastique et l'absence de marqueurs paléontologiques fiables gênent considérablement l'établissement d'une stratigraphie précise. Dans l'avant-pays rifain aucune ammonite n'a été découverte, les datations proposées sont établies à partir des foraminifères benthiques récoltés dans les intercalations de calcaires micritiques et de marnes dont certaines peuvent être utilisées comme niveaux-repères, notamment la dernière, signalée dans toutes les études effectuées dans les avant-pays rifain et tellien.

Dans les Beni Snassen, trois passées carbonatées micritiques ont été observées au Jbel Achaoun (séquences majeures SII, SIII et SIV). Elles ont livré des foraminifères benthiques tels qu'Alveosepta jaccardi dont la répartition stratigraphique est caractéristique de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien. D'autre part, au Jorf el Abiod, les premiers niveaux de la formation calcaire sus-jacente ont livré quelques exemplaires d'Alveosepta powersi, foraminifère attribué à la partie moyenne à supérieure du Kimméridgien (Bassoullet et Fourcade, 1979). On peut donc en déduire pour la Formation des Grès des Beni Ourimeuch, un âge oxfordien supérieur à kimméridgien inférieur, sans plus de précisions.

Si l'on se réfère aux attributions stratigraphiques admises pour les Grès de Bou Medine d'Algérie occidentale, on constate que l'âge proposé par les différents auteurs est assez identique. Atrops et Benest (1981 et 1982) et Benest (1981 et 1985) ont montré, grâce à la découverte de faunes d'ammonites, que les trois passées repères carbonatées intercalées dans les Argiles de Faïdja du Jbel Nador de Tiaret appartenaient respectivement :

- à la zone à *Transversarium* et à la base de la zone à *Bifurcatus* (Oxfordien moyen à la base de l'Oxfordien supérieur) ;
- à la zone à *Planula* (Oxfordien terminal) ;
- à la partie supérieure de la zone à *Hypselocyclum* et à la zone à *Divisum* (Kimméridgien inférieur).

Ces auteurs précisent en outre que la limite Oxfordien-Kimméridgien se situerait très probablement entre les deux derniers niveaux-repères. Par extension, ils corrèlent ces différentes passées, datées par ammonites, avec celles du domaine interne sans ammonite et admettent ainsi un âge oxfordien supérieur-kimméridgien supérieur pro parte pour la Formation des Grès de Bou Medine qui affleurent dans les Monts de Tlemcen, prolongement oriental des Beni Snassen et des Monts d'Oujda.

Il semble donc qu'un certain synchronisme puisse être envisagé entre Grès de Bou Medine et Argiles de Faïdja d'une part et Grès des Beni Ourimeuch d'autre part. Cependant, dans le massif du Bou Rheddou situé en position paléogéographique encore plus distale que le Jbel Nador, Atrops et Benest (1984) placent le passage Oxfordien-Kimméridgien à la limite entre l'Ammonitico rosso supérieur (équivalent externe de la partie supérieure des Argiles de Faïdja) et les Calcaires médians qui correspondent proximale-ment aux Calcaires de Zarifet et aux Dolomies de Tlemcen (voir tableau de

correspondance fig. 7). Ils concluent alors que les dépôts de la plate-forme carbonatée nord-africaine sont plus précoces dans les régions septentrionales que dans les régions méridionales où ils débutent dans le Kimméridgien supérieur.

De même, dans le Rif externe (région de Taïnest), Wildi (1981) situe la limite Oxfordien-Kimméridgien au passage du "Ferrysch" (série détritique à faciès turbididiques, équivalent pro parte très distal des Grès des Beni Ourimeuch) avec les calcaires pélagiques de la série sus-jacente.

Conclusion : Sur l'avant-pays rifain oriental, les Grès des Beni Ourimeuch se sont déposés selon toute vraisemblance pendant l'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien inférieur et doivent être considérés comme les équivalents latéraux des Grès de Bou Medine d'Algérie occidentale.

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

Dans les Beni Snassen, les assises des Grès des Beni Ourimeuch correspondent à des faciès variés qui caractérisent, sur le plateau continental, des milieux étagés depuis le talus externe jusqu'à la frange margino-littorale.

Les faciès carbonatés et terrigènes se répartissent en deux groupes d'inégale importance tant du point de vue qualitatif que quantitatif. En raison de leur plus grande variété les calcaires ont fait l'objet d'une étude plus détaillée alors que les terrigènes, qui forment pourtant l'essentiel de la masse sédimentaire, sont plus monotones et ne fournissent que des renseignements plus modestes sur la nature de l'environnement et les processus sédimentaires.

Même si les sédimentations carbonatée et terrigène sont parfois étroitement imbriquées, par commodité, leur étude sera présentée séparément en analysant successivement les familles de faciès et leur environnement selon une polarité distale-proximale.

LA SEDIMENTATION CARBONATEE

I - LES MILIEUX DU TALUS EXTERNE.

Des sédiments essentiellement vaseux à vaso-sableux se sont accumulés sur le talus externe dans les étages circa-à infralittoraux. Deux groupes de faciès ont été distingués : les sédiments mis en place dans des conditions normales d'agitation et les dépôts remaniés dans des conditions exceptionnelles de très forte agitation.

A - LES MILIEUX VASEUX ET SABLO-VASEUX A SPONGIAIRES ET ENCROUTEMENT DE LA BASE DU TALUS.

1 - Les marnes et les biopelmicrites à spongiaires, encroûtements cryptalgaires et annélides - faciès TA.

Rarement visibles à l'affleurement, les marnes de couleur grise se présentent généralement à la base des assises de calcaires biopelmicritiques qui forment des bancs massifs gris-jaunâtre en patine et gris en cassure. Les gisements les plus abondants ont été rencontrés à Hassi Berkane et au Jbel Rouimi situé à 5 kilomètres plus au NE, dans les petites barres qui affleurent juste sous la discordance du Miocène.

Microfaciès.

Les marnes, extrêmement homogènes, se sont révélées après lavage très pauvres en éléments biogènes, seules quelques lenticulines ont été recueillies.

Les biopelmicrites à texture wackestone à packstone sont caractérisées par un très mauvais classement et par une fraction granulaire composée de pellets, péloïdes et de bioclastes non usés et fréquemment encroûtés :

- les pellets et péloïdes, d'origine fécale ou résultant de la micritisation des bioclastes ou de la bioturbation du sédiment vaseux, constituent jusqu'à 25% à 30% du volume total de la roche, leur taille est comprise entre 30 microns pour les plus petits et 1 mm pour les plus gros ;
- la phase biogène comporte des spicules calcifiés libres et des fragments d'éponges (5 à 10%), des colonies tubulaires d'annélides parfois très nombreuses, des radioles et débris d'échinides auxquels s'ajoutent accessoirement des coquilles peu brisées de petits gastéropodes, des fragments de bryozoaires et de madréporaires.

Les spongiaires se présentent généralement sous forme de gros spicules ronds ou réniformes. Dans les niveaux de base du Jbel Rouimi, ont été observées en place des éponges isolées, entières ou peu fragmentées, de forme sphérique (en boules décimétriques) appartenant aux hexactinellides. En surface polie, elles montrent un réseau spiculaire à noeuds pleins avec des spicules siliceux à canal central parfois bien visible (surtout en lame mince). Elles ne constituent pas de bioconstruction de type bioherme. En plaque mince, on note à l'intérieur même de l'éponge, la présence d'un petit foraminifère à test hyalin : Bullopore tuberculata qui semble s'insinuer entre les spicules du squelette principal.

A ces spongiaires, sont fréquemment associés des encroûtements calcaires sombres que l'on retrouve également installés sur d'autres débris. Ces croûtes, d'origine algaire probable, ont une structure micritique floue à nombreuses vacuoles ou grumeleuse péloïdale. Deux principaux types morphologiques ont pu être différenciés : un type massif, assez fréquent, plus ou moins stratiforme et un type mamelonné à colonnaire, plus rare, toujours disposé hors du squelette de l'éponge et qui montre parfois des petites colonnettes de quelques millimètres de diamètre. Dans ces encroûtements, on observe également des petits spicules, des tubes de serpules et de nombreuses perforations dues à des lamellibranches dont les deux valves de la coquille sont fréquemment fossilisées en position biologique.

Dans ce faciès, les oncoïdes sont présents mais peu abondants ; leur cortex semble être de même nature que les concrétions décrites précédemment. Leur forme est généralement héritée de celle du nucleus qui peut être un débris de lamellibranches, de gastéropodes ou de madréporaires.

Certaines lames (peu nombreuses) ont permis d'observer un organisme incertae sedis formé d'une succession de petits globules ou demi-globules à structure cristalline rayonnante : Koskinobullina socialis (CHERCHI et SCHROEDER).

La microfaune, peu abondante, est représentée par des foraminifères typiques des milieux ouverts : Nodosariidés (Lenticulina sp. et Dentalina sp.), Dorothia et une petite forme attribuable à Gaudryina, ces deux derniers

genres, selon Arnaud-Vanneau (1979 et 1980) et Arnaud-Vanneau et Darsac (1984), caractériseraient les milieux circalittoraux du talus externe du Crétacé inférieur des Alpes du Nord de la France. Ils sont accompagnés, toujours en petit nombre, de formes un peu plus ubiquistes : Nautiloculina oolithica (MOHLER), Conicospirillina basiliensis (MOHLER), Everticyclammina sp., Planinvoluta, Glomospira et des miliolites. A ces organismes à vie libre sont fréquemment associés des formes encroûtantes comme Placopsilina dont l'existence est liée à la présence de substrats durs.

La fraction terrigène (1 à 20%) comporte des grains de quartz détritiques anguleux ou automorphes de néogène, de taille généralement inférieure à 100 microns.

Les silicifications diagénétiques affectent surtout les coquilles de lamellibranches, les débris de bryozoaires et d'échinodermes.

La matrice est une micrite de couleur sombre qui dans certains cas peut représenter jusqu'à 90% de la roche.

Milieu de dépôt.

L'importance de la matrice micritique, la présence de spongiaires et d'une microfaune typique témoignent d'un environnement à affinités circalittorales situé dans les eaux calmes ou très faiblement agitées de la base du talus, vraisemblablement sous la limite inférieure d'action des vagues où se déposent des vases et vases sableuses plus ou moins argileuses.

2 - Les biomicrites à oncolites et échinodermes - faciès TB.

Ces biomicrites correspondent à des bancs plus ou moins massifs, fréquemment de couleur jaunâtre qui surmontent les biopelmicrites du faciès TA dans les séquences d'Hassi Berkane.

Microfaciès.

Le caractère dominant est la présence de nombreux oncolites de taille centimétrique qui, dans certains cas, peuvent représenter jusqu'à 50% du volume total de la roche.

Leur forme, généralement arrondie ou allongée, dépend en grande partie de celle du nucleus constitué de débris grossiers divers : lamellibranches, annélides, gastéropodes, bryozoaires, madréporaires, ou plus rarement de lithoclastes micritiques ou de péloïdes.

Les cortex à structure concentrique comportent des couches de nature variée :

- laminations micritiques discontinues à alvéoles remplis de sparite diagénétique, petits péloïdes, grains de quartz, débris sparitiques, spicules de spongiaires calcifiés, le tout piégé dans la micrite ;
- laminations formées d'un feutrage algaire à filaments tubulaires enchevêtrés, non ramifiés, de 10 à 13 microns de diamètre externe et 5 à 6 microns de diamètre interne, appartenant à des algues du genre Girvanella ;

- laminations irrégulières, discontinues, à aspect cellulaire ou tubulaire attribuées aux genres Bacinella/Lithocodium dont la position systématique demeure encore incertaine (algues bleues ?) ;
- des organismes encroûtants intercalés entre les couches corticales : annélides (abondants), foraminifères (Placopsilina essentiellement) et l'incertae sedis Koskinobullina socialis.

Entre les oncolites, la phase granulaire est essentiellement bioclastique et péloïdale avec en abondance des radioles et plaques d'échinides, des articles de crinoïdes et des coquilles de lamellibranches fréquemment silicifiés. Des fragments de madréporaires, bryozoaires, calcisponges et algues vertes (Cayeuxia et Heteroporella lemmensis), toujours en faible proportion, accompagnant les autres éléments.

La microfaune extrêmement pauvre est constituée par des foraminifères : lenticulines, Conicospirillina basiliensis et Gaudryina.

La phase terrigène (5 à 10% comporte des grains de quartz anguleux de taille inférieure à 100 microns.

La matrice est soit une micrite grise, soit une dolomicrosparite ferrugineuse ocre d'origine diagénétique.

Milieu de dépôt.

La taille, la forme et l'abondance des oncolites sont les indices d'un milieu particulièrement favorable à l'encroûtement dans des conditions d'agitation faible mais suffisante pour mobiliser les oncolites. De plus, la présence de nombreux péloïdes issus de la micritisation des bioclastes révèle un taux de sédimentation peu élevé. La nature des nucleus et de la fraction sableuse accompagnatrice témoigne de la proximité des milieux pourvoyeurs de matériel allochtone.

Le milieu de dépôt devait appartenir à la partie inférieure ou moyenne du talus dans une zone située sous la limite d'action des vagues.

B - LES MILIEUX A CRINOIDES, CNIDAIRES ET NUBECULAIRES DU SOMMET DU TALUS.

1 - Les biomicrites grossières à crinoïdes et madréporaires - faciès TC.

A l'affleurement, ces biomicrites se présentent en bancs massifs non lités ou à litage fruste. La taille grossière des éléments et la fragilité du liant soumis à la météorisation donnent à la roche une patine grenue très particulière. Ce faciès est associé aux précédents dans les assises calcaires de la région d'Hassi Berkane.

Microfaciès.

Ces biomicrites, à texture packstone à partiellement grainstone, comportent une fraction sableuse très grossière (taille moyenne comprise entre 1,3 et 1,7 mm) mal à très mal classée, à grains plus ou moins arrondis,

constituée de bioclastes (40%) et de lithoclastes. Ces divers éléments sont fréquemment recouverts d'un mince cortex à lamines irrégulières cryptocristallines ou à feutrage algaire filamenteux de girvanelles.

La microfaune abondante, très fragmentée est malgré tout peu variée. Deux éléments dominent nettement: les articles de crinoïdes (10 à 20%) et les débris de madréporaires (5 à 10%). Les bioclastes qui les accompagnent sont des coquilles de gastéropodes et de lamellibranches, des débris de bryozoaires et de calcisponges et quelques tubes d'annélides.

Les lithoclastes sont des fragments de biomicrites (wackestone) à gros spicules sparitiques de calcisponges, quartz silteux, débris divers plus ou moins identifiables (madréporaires, calcisponges, échinodermes) et Tubiphytes. Ces derniers sont des organismes encroûtants constitués d'une sorte de manchon micritique disposé selon les sections, autour d'un tube ou de loges piriformes identiques à celles des nubéculaires. Cet organisme a été d'abord décrit par Crescenti (1969) comme une algue incertae sedis, puis par Flügel et Steiger (1981) comme des structures oncoïdiques autour d'un foraminifère Nodophtalmiidé et enfin par Bernier (1984) comme un foraminifère de la famille des Nubéculariidés.

Les oncolites à cortex bien développés, moins abondants que dans le faciès TB, sont de taille nettement inférieure (1 cm au maximum) et de forme plus régulière.

La microfaune renferme des foraminifères, un peu plus nombreux que dans les faciès précédents (quelques individus par lames) : petites valvulines, épistomines, Dorothia, Lenticulina, "Conicospirillina" basiliensis, Placopsilina et Bullopore tuberculata.

Abstraction faite des cyanophycées encroûtantes, la flore n'est représentée que par quelques segments de Boueina issus des milieux infralittoraux.

Les silicifications sont abondantes dans ce faciès, elles affectent principalement les articles de crinoïdes et les coquilles de lamellibranches.

La phase matricielle est généralement une micrite péloïdale quartzeuse à gros spicules calcifiés de spongiaires qui montre dans certains cas une certaine parenté avec le faciès TA ; des plages de sparite ou microsparite d'origine diagénétique remplacent ponctuellement la matrice.

Milieu de dépôt.

Le mauvais classement, le liant micritique, l'encroûtement cryptocristallin d'une partie des éléments (même si celui-ci est peu développé) traduisent des conditions d'agitation faible à modérée. Les caractères de la matrice péloïdale à spicules liant les éléments montrent, dans certains cas, des similitudes avec les biopelmicrites du faciès TA et pourraient témoigner de la proximité des deux milieux de dépôt.

Par comparaison avec les gros oncolites irréguliers des faciès TA et surtout TB, l'encroûtement, réduit à quelques couches et de forme

relativement sphérique, suggère un milieu plus agité que pour TA et TB.

L'abondance des crinoïdes et leur usure faible témoignent d'un transport limité (même si le degré de flottabilité est important) et corrélativement de la proximité du milieu de vie et de l'aire de dépôt. Les débris arrondis de madréporaires et de mollusques indiquent, par contre, un apport originaire de milieux infralittoraux plus éloignés et plus agités.

En résumé, on peut admettre que l'environnement appartenait au talus moyen à supérieur aux eaux habituellement calmes ou peu agitées où se sont déposés des sédiments sableux transportés par des courants à partir de milieux proches colonisés par les crinoïdes et de milieux infralittoraux plus éloignés.

2 - Les bioosparites grossières à madréporaires, crinoïdes, lamellibranches et nubéculaires - faciès TD.

Ce faciès, assez fréquent au sommet des assises de calcaires bioclastiques de talus et surtout à la base des calcaires oolitiques, forme des bancs décimétriques gris ou roux à lits horizontaux parfois granoclassés, soulignés par les bioclastes allongés, notamment les lamellibranches.

Microfaciès.

Ces sédiments de texture grainstone sont caractérisés par le mélange en proportion variable de deux stocks sableux, l'un bioclastique et l'autre oolitique, originaires de milieux différents.

Comme pour le faciès TC, la fraction bioclastique renferme des débris généralement arrondis de madréporaires et de crinoïdes auxquels s'ajoutent des coquilles plus ou moins fragmentées de lamellibranches. Les proportions relatives entre madréporaires et crinoïdes s'inversent par rapport au faciès précédent, les crinoïdes ayant tendance à disparaître à mesure que l'on se rapproche des faciès de bordure.

Les autres bioclastes déterminables appartiennent aux annélides, gastéropodes, échinides, bryozoaires et aux algues dont Marinella lugeoni et Boueina sp.

L'encroûtement des bioclastes est, à des degrés divers, quasiment généralisé : du grain cortiqué à une seule couche micritique aux ooïdes ou oncoïdes à nubéculaires et girvanelles à cortex épais.

La phase oolitique est composée de grains de nature et de taille différentes : petites oolites superficielles (0,25 à 0,35 mm) et grosses oolites sphériques d'environ 1 mm de diamètre à nucleus bioclastiques (madréporaires, crinoïdes et foraminifères) ou quartzeux. Les couches corticales, à structure fibroradiée ou concentrique cryptocristalline montrent à la périphérie des traces d'érosion (usures et ébréchures des lamines) qui témoignent de leur remaniement et d'un certain transport. Les oolites participent également à la formation d'agrégats qui peuvent être également revêtus d'un mince cortex oolitique de nature micritique.

Le quartz est presque toujours présent, soit en tant que nucleus soit comme élément de la fraction sableuse (1 à 5%), dans ce cas les grains plus ou moins grossiers (100 à 300 microns) sont généralement subarrondis et légèrement encroûtés.

La microfaune, en dehors des nubéculaires, est représentée par des foraminifères dont des épistomines (*Reinholdella* sp.), lenticulines, ophtalmiidés, *Gaudryina* et *Bullopore tuberculata* qui montrent une nette tendance pour les habitats cryptiques dans les perforations ou dans les cavités interseptales des polypiers.

Le liant est une sparite en grands cristaux limpides xénomorphes ; les cimentations précoces, en franges de calcite granulaire, deviennent abondantes à l'approche des faciès de la bordure.

Milieu de dépôt.

L'aire de dépôt appartenait à une zone de transition située à la limite talus-bordure où se sont mis en place des épandages de matériel sableux, transporté par les courants à partir des milieux crinoïdiques adjacents de talus et des environnements à madréporaires ou à oolites de la bordure. Cette sédimentation de sables allochtones s'est effectuée à une profondeur faible qui diminue à l'approche de la bordure et en eaux suffisamment agitées, pour permettre le déplacement et le vannage du sédiment.

C - LES SEDIMENTS REMANIES.

1 - Les différents faciès.

Ces sédiments sont étroitement liés aux dépôts du talus externe décrits précédemment. Ils forment des bancs irréguliers à débit noduleux sans lamination ou à litage fruste.

Deux faciès principaux ont été distingués en fonction du degré de remaniement et de la nature des éléments constitutifs.

a) Les intrabiomicrites gréseuses à échinodermes (texture wackestone à packstone) - faciès TA1.

Ces sédiments se rencontrent en intercalations dans les marnes ou à la base de quelques séquences élémentaires en association étroite avec les biopelmicrites du faciès TA.

Microfaciès.

Les caractères dominants de ce faciès sont l'aspect désorganisé et la présence de très nombreux intraclastes inframillimétriques à millimétriques de pelmicrites ou biopelmicrites issus du faciès TA.

La biophase est composée d'éléments autochtones ou subautochtones semblables à ceux du faciès TA (échinodermes, spicules de spongiaires, annélides) auxquels s'ajoutent des éléments allochtones grossiers, anguleux, issus des milieux supérieurs moins profonds (entroques, éponges calcaires,

bryozoaires, madréporaires).

On retrouve également les concrétions algaires et les oncolites sous forme de débris anguleux mélangés aux autres éléments.

La fraction détritique terrigène, généralement abondante, correspond à 25 à 30% du sédiment. Les grains de quartz, anguleux, de taille moyenne comprise entre 60 et 100 microns sont accompagnés de quelques plagioclases et plaquettes de muscovite. Le quartz se présente en grains dispersés dans tout le sédiment ou en lits millimétriques, ondulés, discontinus, riches en oxydes de fer, qui tronquent parfois les lits carbonatés.

Le liant est toujours micritique.

b) Les biomicrites grossières à échinodermes, lithoclastes et débris d'oncolites (texture packstone) - faciès TB1.

Ce sont des calcaires grossiers à très grossiers de couleur rouille, à débit noduleux, sans litage interne apparent. De par la nature des éléments et la couleur jaunâtre du liant, ces biomicrites rappellent fortement sous un aspect complètement bréchifié et désorganisé, le faciès TB avec lequel elles sont étroitement liées dans les séquences SI et SIII d'Hassi Berkane.

Microfaciès.

La phase sableuse est volumétriquement importante ; la taille des éléments varie de 0,1 mm pour les plus petits à plus d'un centimètre pour les plus gros. Elle comporte 15 à 25% de bioclastes, 10 à 15% de lithoclastes et 5 à 30% de quartz.

Les bioclastes sont des débris non usés d'échinodermes (dont des entroques), de calcisponges (jusqu'à 5% de Pharétrones) et de madréporaires accompagnés de petites colonies de bryozoaires (parfois très abondantes), d'annélides et de coquilles de lamellibranches.

Les lithoclastes, subanguleux à arrondis, millimétriques à centimétriques, correspondent à des micrites ou pelmicrites (mudstone) à quartz silteux et spicules de spongiaires.

Le quartz toujours présent peut représenter jusqu'à 30% du volume total du sédiment.

A ces trois catégories d'éléments s'ajoutent des fragments du cortex filamenteux d'oncolites et des morceaux de croûtes à structure micritique vaguement laminée d'origine cyano-bactérienne.

La microfaune, également remaniée, est composée de foraminifères où dominent les formes encroûtantes : Nubecularia, Placopsilina et Tubiphytes, accompagnées de formes libres : Lenticulina et Dorothia.

La matrice originelle est rarement identifiable, cependant dans quelques cas favorables on peut reconnaître une micrite sombre plus ou moins argileuse. De façon générale, le liant est une microdolosparite ou dolosparite riche en oxydes de fer.

2 - Le milieu de dépôt.

La nature des éléments, l'absence d'usure des grains et l'aspect bréchique des faciès TA1 et TB1 indiquent qu'il s'agit de dépôts résultant du remaniement des biopelmicrites TA et des biomicrites TB, combiné à un mélange avec du matériel bioclastique et terrigène quartzeux allochtone.

L'aire de dépôt de ces deux catégories de sédiments devait correspondre approximativement à celle des faciès TA et TB dans la partie inférieure et moyenne du talus. Périodiquement, ces milieux à sédimentation relativement calme ont été perturbés par des phénomènes hydrodynamiques de forte énergie qui ont engendré le remaniement, au moins partiel, des sédiments du fond en voie d'induration et l'apport de matériel allochtone bioclastique grossier et terrigène fin en provenance des milieux supérieurs moins profonds.

L'origine du phénomène et la nature de l'agent de transport seront évoqués ultérieurement.

D - ARRANGEMENT SEQUENTIEL DES FACIES DE TALUS.

Bien développées dans la région d'Hassi Berkane, les séquences de talus présentent deux types principaux de passages verticaux entre les différents faciès.

1 - Séquences montrant le passage entre les marnes et biopelmicrites à spongiaires et annélides, les biomicrites grossières à crinoïdes et madréporaires et les bioconstructions à madréporaires (fig. 36).

Ce type d'agencement vertical, assez fréquent dans les assises basales du secteur d'Hassi Berkane, est illustré par deux exemples observés dans la séquence majeure carbonatée (voir fig. 23, SIb).

La séquence 1 montre sur environ 6 mètres d'épaisseur, la superposition de deux termes principaux :

- la partie basale correspond à des marnes silteuses gris-verdâtre dans lesquelles s'intercale un banc à base légèrement ravinante d'intrabiopelmicrites gréseuses à spicules de spongiaires, articles de crinoïdes et gros débris non usés, pluricentimétriques, de madréporaires et de stromatopores. L'aspect bréchoïde caractéristique, la nature des éléments et le ravinement de base du banc indiquent que ces calcaires résultent d'un remaniement et d'un apport d'éléments très grossiers originaires des milieux supérieurs infralittoraux ;

- la partie sommitale est séparée des marnes précédentes par quelques décimètres d'intrabiomicrites grossières, légèrement gréseuses, assez identiques à celles observées en intercalation dans les marnes de base. Le passage entre les marnes et les intrabiomicrites ne s'effectue pas par ravinement comme précédemment, mais plutôt de façon progressive par mélange intime dans les premiers centimètres des éléments grossiers avec les marnes qui tendent ensuite à disparaître au profit des calcaires jaunâtres à aspect bréchoïde. Ceux-ci sont surmontés, en continuité, par 2 mètres de biomicrites grossières

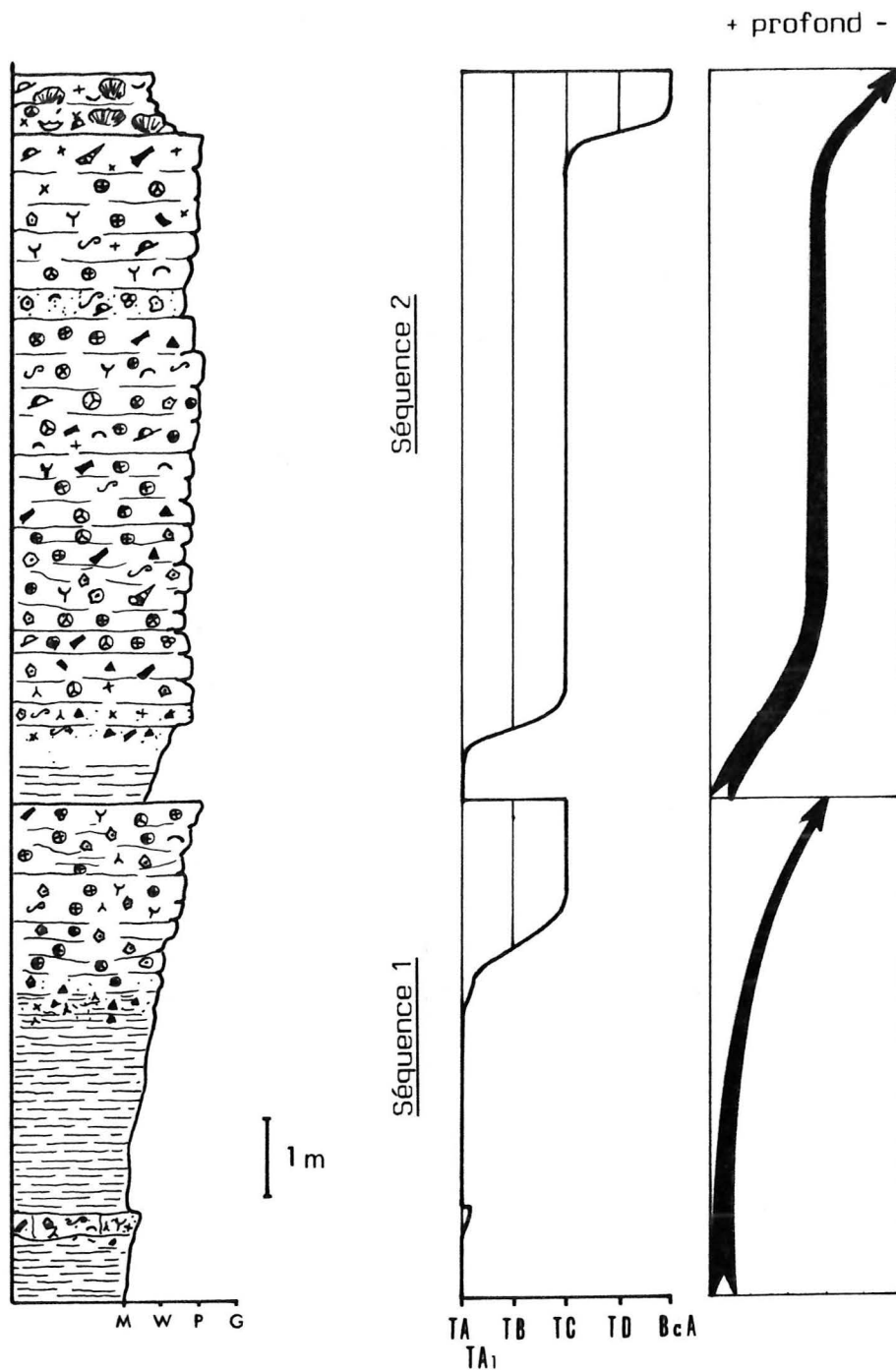


Fig. 36 - Séquences de talus de la base de la séquence majeure SI d'Hassi Berkane.

très riches en articles de crinoïdes à section circulaire et en débris grossiers de madréporaires, les uns et les autres étant parfois légèrement encroûtés d'un mince feutrage micritique cryptalgaire.

La séquence 2 est caractérisée par le développement des calcaires par rapport aux marnes de base :

- la partie basale marneuse ne présente aucune particularité par rapport à celle de la séquence 1 et le passage avec les niveaux carbonatés surincombants n'est pas visible ;

- la partie sommitale calcaire débute par quelques décimètres de biopelmicrites à passées biopelsparitiques à échinodermes (articles de crinoïdes et petits radioles d'oursins) et petits foraminifères dont Dorothia (très abondants) et Lenticulina (plus rares). Les 7 mètres de calcaires sus-jacents, d'aspect noduleux, sont des biomicrites, grossières à très grossières, où abondent les débris de madréporaires généralement arrondis mais aussi non usés, recouverts ou non d'un mince cortex d'origine algaire. Ces biomicrites correspondent au faciès TC décrit antérieurement mais avec une proportion plus élevée de madréporaires au détriment des crinoïdes. Par ailleurs, de bas en haut, s'observe un accroissement notable de la taille des éléments. La séquence se termine par un niveau biostromal à madréporaires et à remplissage biomicritique argileux où abondent les gros débris de madréporaires.

Dans ces deux exemples, l'agencement vertical correspond à une phase de comblement qui traduit une évolution régressive depuis les milieux argilo-vaseux du talus inférieur jusqu'aux milieux sablo-vaseux de la partie supérieure et aux bioconstructions de la bordure.

2 - Séquences de talus montrant le passage progressif des marnes et biopelmicrites à spicules de spongiaires aux bioosparites à cnidaires, crinoïdes, lamellibranches et nubéculaires (fig. 37).

Les deux séquences élémentaires qui illustrent ce type de passage ont été observées dans la séquence majeure SIII d'Hassi Berkane (voir aussi fig. 28).

La séquence 2, sur une épaisseur de 6,5 mètres, montre la superposition des biomicrites à oncolites sur les marnes et biopelmicrites à spicules de spongiaires et annélides. Cette succession banale, tronquée des termes supérieurs, est interrompue par deux passées jaunâtres bréchoïdes contenant des débris de cortex d'oncolites et de nombreux bioclastes dont des bryozoaires (formes érigées fréquentes), des lamellibranches et des madréporaires ; ce sont des sédiments issus du remaniement et de la destruction des biomicrites à oncolites et du mélange avec des éléments grossiers allochtones.

La séquence 1, plus complète et plus complexe montre une évolution cyclique asymétrique. Dans la première partie, les faciès se succèdent depuis les marnes jusqu'à des bioodolosparites à crinoïdes et cnidaires en passant par tous les intermédiaires. La tendance est au comblement et le volume des apports d'origine infralittorale augmente très sensiblement vers le haut. Dans la seconde partie du cycle, la tendance s'inverse et apparaissent de nouveau les biomicrites à oncolites, intercalées de plusieurs niveaux de biomicrites grossières, plus ou moins gréseuses, à oncolites brisés, fragments de cortex et débris

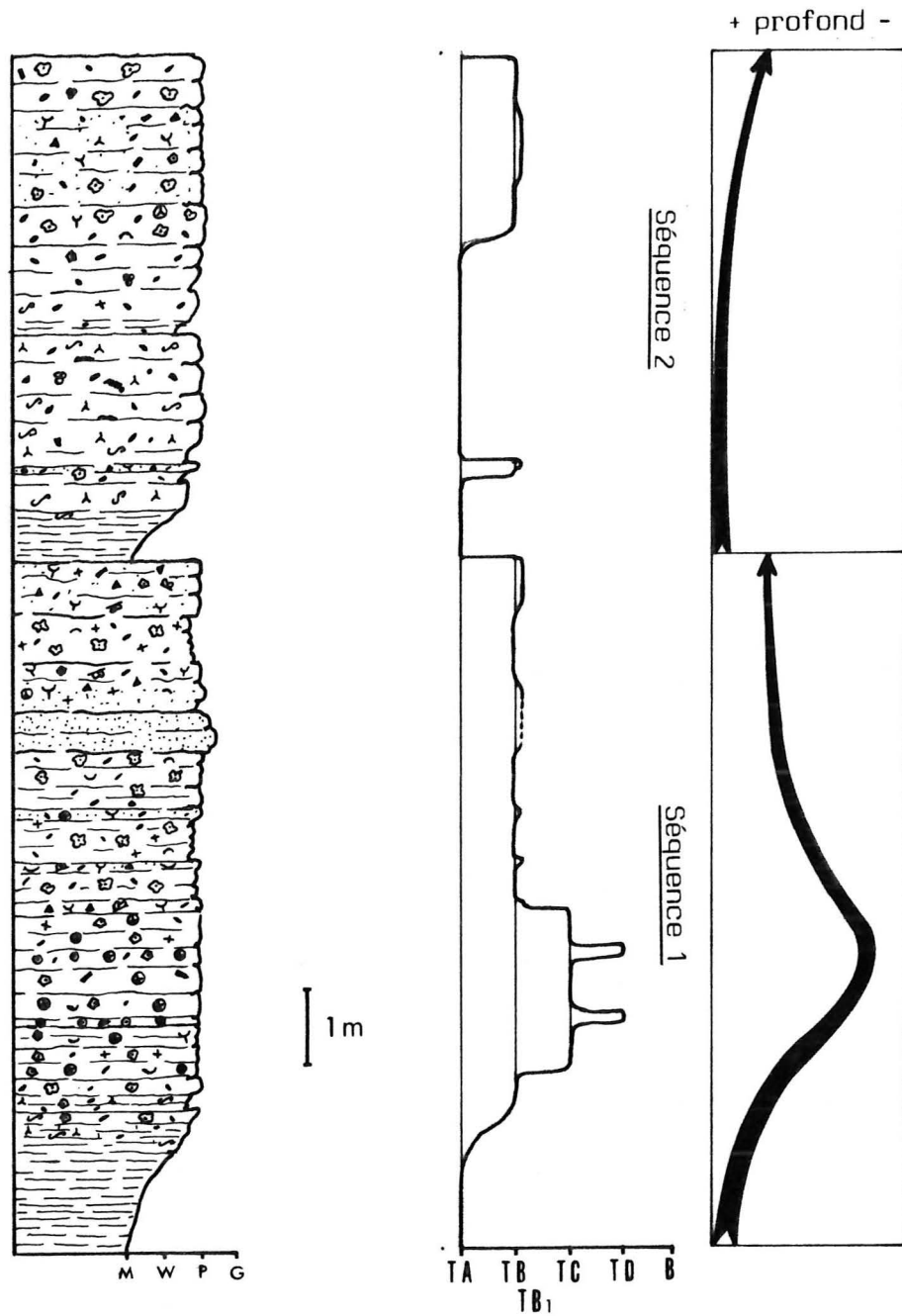


Fig. 37 - Séquences de talus dans la séquence majeure SIII d'Hassi Berkane.

bioclastique divers, dont de nombreux bryozoaires érigés, articles de crinoïdes et des madréporaires non usés.

La séquence 2 correspond à une phase continue de remblaiement dans la zone de talus inférieur et moyen. La séquence 1, dans la partie inférieure, montre une évolution plus complète depuis la base jusqu'au sommet du talus ; puis, probablement à la suite d'un abaissement sensible de fond (ou de l'augmentation de l'épaisseur de la tranche d'eau) se réinstalle un milieu de type talus moyen, perturbé par des phénomènes exceptionnels de forte énergie, provoquant le remaniement des sédiments du fond et le dépôt d'éléments allochtones issus des milieux plus élevés.

E - ORGANISATION DE L'ENVIRONNEMENT SUR LE TALUS.

1 - Répartition virtuelle et caractères généraux des milieux de talus.

L'enchaînement des faciès TA-TB-TC-TD correspond à une séquence virtuelle de comblement à évolution régressive, des milieux circalittoraux à sédimentation argilo-vaseuse ou vaseuse à spongiaires et échinodermes du pied de talus jusqu'aux milieux sablo-vaseux à sableux infralittoraux qui font la transition avec la bordure.

Sur le profil théorique de la figure 38, les divers faciès sont disposés selon la répartition séquentielle virtuelle.

L'évolution des peuplements et des paramètres du milieu, de la base vers le sommet du talus, se caractérise par :

- la présence constante d'une phase matricielle vaseuse ;
- l'augmentation du volume des débris squelettiques ;
- des modifications de la nature et des proportions relatives des bioclastes : spongiaires, annélides et petits échinides dans les parties basses ; crinoïdes d'origine circalittorale abondants et cnidaires infralittoraux accessoires dans la partie moyenne ; puis crinoïdes accessoires et cnidaires abondants vers le sommet ;
- un tri mécanique assez faible et une usure progressive des éléments ;
- des variations progressives des caractères morphologiques de l'encroûtement d'origine algaire (ou cryptalgair) : croûtes massives disposées à l'intérieur ou sur les gros débris (surtout de spongiaires) puis gros oncolites irréguliers à cortex de forme héritée de celle du nucleus, enfin minces couches corticales à laminations micritique concentrique ;
- en plus de l'encroûtement algaire, l'abondance des organismes encroûtants ou vivants fixés : annélides, crinoïdes, bryozoaires, calcisponges, foraminifères (placopsilines, nubéculaires).

Tous ces caractères indiquent que le talus était situé dans les étages circa- à infralittoraux et peuplés par de nombreux organismes à vie fixée qui contribuent à la stabilisation du fond vaso-sableux à sablo-vaseux. Dans les parties les plus profondes, l'essentiel de la phase bioclastique est issue du squelette des organismes vivant in situ, alors que dans la partie supérieure l'apport allochtone en provenance des milieux de la bordure est prépondérant.

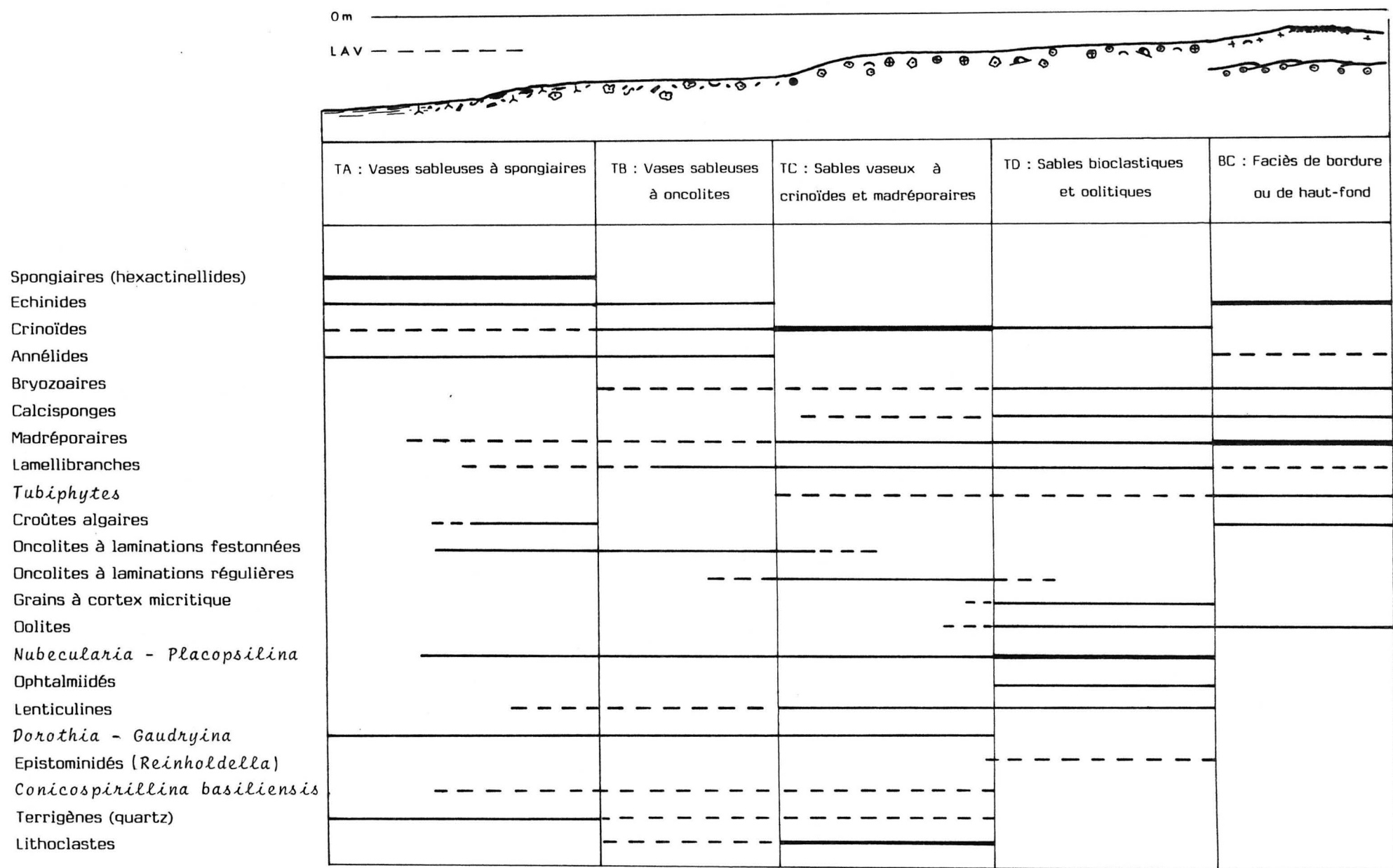


Fig. 38 - Profil théorique du talus montrant la répartition des faciès et des organismes.

L'agitation de l'eau était dans l'ensemble peu élevée, faible dans les parties basses et modérée au sommet, ce qui indique que le fond se trouvait, dans les conditions normales d'agitation, hors de la zone d'action des vagues ou juste à la limite.

L'abondance de l'encroûtement et de la vie fixée suppose un fond relativement stable avec des substrats durs, conséquence d'un taux de sédimentation faible.

2 - Les divers aspects morphologiques et hydrodynamiques.

Dans les diverses séquences étudiées, entre les faciès de la base du talus et ceux de sa partie sommitale ou de la bordure de la plate-forme la succession verticale présente 2 types de passages possibles (fig. 36 et 37). En fonction de la nature des faciès intermédiaires et de leurs modalités de passage, deux variantes morphologiques et hydrodynamiques peuvent être déduites.

a) 1er cas : le passage entre les vases argileuses et vases sableuses péloïdales TA de la base du talus et les niveaux bioconstruits s'effectue directement par l'intermédiaire des sables vaseux TC.

La deuxième séquence de la figure 36 illustre parfaitement ce type d'agencement vertical ; plusieurs caractères peuvent être mis en évidence :

- absence des biomicrites à oncolites (faciès TB) par rapport à la séquence virtuelle et par conséquent, superposition directe des biomicrites à entroques et madréporaires (faciès TC) sur les marnes et biopelmicrites à spongiaires, encroûtements cryptalgaires et annélides (faciès TA) ;
- une certaine parenté entre faciès TA et la matrice de TC, ce qui suggère que ce dernier pourrait résulter, au moins partiellement d'un mélange de TA avec des apports bioclastiques abondants d'entroques et de madréporaires ;
- à l'intérieur des sédiments à faciès TC, augmentation de la granulométrie et de l'usure des éléments, combinée à l'accroissement du volume des débris bioclastiques infralittoraux (madréporaires) témoignent d'un rapprochement des milieux producteurs de matériel biogène ;
- passage vertical très rapide entre les biomicrites TC et les niveaux bioconstruits, ce qui confirme la proximité des deux milieux de dépôt.

Tous ces arguments tendent à prouver que la zone de passage entre le bas du talus à sédimentation vaseuse circalittorale et la bordure à madréporaires, était probablement assez étroite et que les sables allochtones qui s'y déposaient, n'ont subi qu'un transport très limité.

Si l'on se réfère à la proportion importante de bioclastes encroûtés, (par les algues cyanophycées, girvanelles ou organismes épiphytes) on peut en déduire que le taux de sédimentation devait être habituellement faible.

Le dépôt s'effectuait dans des conditions d'agitation relativement basse, mais à l'approche des milieux à madréporaires l'énergie devait croître légèrement car les débris sont un peu plus usés. La présence de gros bioclastes dans des milieux de basse énergie, ne peut pas s'expliquer uniquement par la gravité, même s'ils n'ont été déplacés que sur de faibles distances ; il faut donc invoquer d'autres phénomènes pour leur mise en place. On peut concevoir

que la sédimentation se faisait par à-coups avec des périodes calmes plus ou moins longues permettant l'encroûtement et la fixation des épiphytes qui succédaient à des périodes brèves à forte agitation avec des courants descendants de compétence suffisante pour transporter les gros débris bioclastiques à partir des milieux supérieurs vers les environnements plus bas. Les phénomènes qui ont donné naissance à ces courants ne sont pas connus, cependant on peut envisager par exemple l'action de tempêtes dont l'un des effets dans les milieux actuels est le transport en masse de sables infralittoraux vers les milieux plus profonds par des courants de retour.

D'autre part, la présence de sédiments remaniés d'aspect bréchique (faciès TA1) dans les vases péloïdales du pied de talus (cas de la séquence 1 de la figure 36), tend à confirmer l'interprétation faisant intervenir des phénomènes de type tempête.

Du point de vue morphologique, on peut subdiviser l'aire de dépôt en 3 zones principales (fig. 39) :



Fig. 39 - Aspect morphologique montrant le passage rapide entre la base et le sommet d'un talus de type accrétion.

- une zone basse, plus ou moins large, à fond argilo-vaseux ou vaseux, peuplée de spongiaires, d'annélides et de petits échinides et ne recevant des apports grossiers externes qu'en faible quantité et que très exceptionnellement, à l'occasion de tempêtes(?). Celles-ci peuvent provoquer également un remaniement superficiel du fond en partie induré, aboutissant à la formation des intrabiomicrites à spicules de spongiaires et d'échinodermes TA1 ;

- une zone intermédiaire, assez étroite, de type talus d'accrétion avec rupture de pente, alternativement soumis à des périodes longues de basse énergie pendant lesquelles le taux de sédimentation est faible et des périodes courtes de très forte agitation pendant lesquelles est transporté le matériel bioclastique grossier ;

- une zone haute, colonisée par les madréporaires appartenant au sommet du talus ou à la bordure.

Ce type de répartition des environnements de talus n'a été mis en évidence que dans la séquence majeure carbonatée SI du secteur d'Hassi Berkane qui à cette époque devait morphologiquement correspondre à un petit haut-fond plus ou moins isolé (voir fig. 24).

b) 2e cas : le passage entre les vases sableuses péloïdales TA et les sables et sables vaseux TD est progressif et s'effectue par l'intermédiaire des vases sableuses à oncolites TB et des sables vaseux à crinoïdes et madréporaires TC.

Ce type d'agencement illustré dans la première partie de la séquence 1 de la figure 37, correspond en réalité à l'évolution séquentielle virtuelle dont les divers aspects ont été largement abordés dans un des paragraphes précédents (§ I, D, 2).

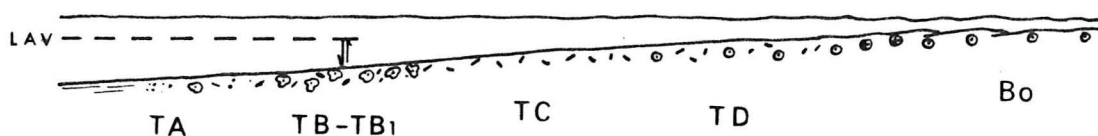


Fig. 40 - Aspect morphologique d'une rampe carbonatée montrant le passage progressif entre la base du talus et la bordure de la plate-forme.

Du point de vue morphologique l'aire de dépôt devait correspondre à une rampe en pente douce s'élevant régulièrement depuis le bas du talus à sédimentation vaseuse jusqu'aux milieux sablo-vaseux et sableux qui font la transition avec la bordure (fig. 40).

Corrélativement, à mesure que la profondeur diminue, l'énergie s'accroît régulièrement tout en restant relativement modérée.

Ce type de talus sans rupture de pente notable, caractéristique de la sédimentation des dépôts de la séquence SIII d'Hassi Berkane, prolonge vers le bas le domaine de plate-forme littorale très peu profonde qui s'étend sur la majeure partie des Beni Snassen et des régions voisines (voir fig. 29).

3 - Mise en place et origine des dépôts remaniés.

Dans les séquences étudiées, les faciès TA, TB et TC sont fréquemment interrompus par des niveaux plus ou moins épais de sables vaseux bioclastiques à aspect bréchique. Deux cas possibles peuvent être envisagés.

a) Les sables vaseux bréchoïdes sont directement liés aux marnes du faciès TA.

Le passage entre marnes et intrabiomicrites TA1 (fig. 36) s'effectue généralement de manière progressive par mélange intime des éléments grossiers avec les marnes mais aussi par l'intermédiaire d'une surface légèrement ravinante.

La fraction sableuse, mal classée, est constituée de nombreux débris

anguleux de crinoïdes et de madréporaires parfois recouverts d'un mince cortex cryptocristallin, accompagnés de fragments de bryozoaires, échinides, algues calcaires (*Boueina*), lamellibranches et de gros intraclastes de biopelmicrites du faciès TA. La phase terrigène toujours supérieure à 10% peut atteindre 30% et la matrice est argilo-micritique à micritique.

Les vases sableuses TA1 résultent du remaniement sur place des sédiments du fond accompagné d'un apport extérieur grossier assez abondant.

b) Les sables vaseux bréchoïdes sont directement liés aux biomicrites à oncolites TB.

Dans les deux séquences décrites (fig. 37), aux biomicrites à oncolites sont étroitement associées des passées décimétriques, à litage noduleux, de biomicrites et biodolosparites (faciès TB1) à nombreux débris de cortex à structure cryptalgare ou filamenteuse issus de la fragmentation des oncolites. La phase bioclastique est composée pour l'essentiel de débris anguleux d'échinodermes (dont de nombreux articles de crinoïdes), d'annélides (tubes brisés), de bryozoaires et de quelques fragments de lamellibranches, calcisponges et madréporaires (ces derniers étant toujours en très faible proportion). Les silicifications diagénétiques fréquentes affectent principalement les échinodermes et les bryozoaires. La fraction terrigène silicoclastique, d'importance variable, représente 5 à 20% et la phase matricielle est micritique ou dolosparitique ocre.

Les caractères sédimentaires de ces dépôts montrent qu'il s'agit de sables vaseux peu évolués résultant du remaniement sur place des biomicrites à oncolites TB, dans lesquelles ils sont intercalés et du mélange avec des éléments bioclastiques en provenance de milieux moins profonds du talus supérieur ou de la bordure de la plate-forme.

c) Interprétation.

L'absence de structures typiques des glissements gravitaires, les caractères faciologiques et les relations avec les autres dépôts indiquent que les sables vaseux grossiers bréchoïdes résultent du remaniement des sédiments du talus et d'un apport plus ou moins important originaire des milieux moins profonds.

Le facteur le plus probable intervenant dans le mécanisme de formation de ces sédiments remaniés est l'hydrodynamisme avec des phénomènes de forte compétence, comme les tempêtes (déjà évoquées précédemment) dont les effets sont différents selon la topographie du talus :

- dans le premier cas, l'apport de matériel grossier est le trait le plus caractéristique et l'action des courants violents descendants est dominante. La vitesse de déplacement devait être relativement élevée au moment du transport (la proportion d'éléments pluricentimétriques est généralement élevée) et beaucoup plus faible au moment du dépôt (les éléments grossiers sont généralement intimement mélangés avec la vase argileuse) ;
- dans le second cas, un abaissement brutal de la limite inférieure d'action des vagues sur une topographie peu accentuée provoque une agitation forte sur le fond vaseux où les oncolites en formation sont violemment mobilisés et facilement brisés du fait de leur grande fragilité. L'action des courants

de retour semble peu déterminante car le volume de matériel grossier transporté à partir des milieux infralittoraux reste peu important .

Ces phénomènes temporaires de forte agitation ont donc eu pour conséquences le remaniement sur place du fond et le transport d'un volume plus ou moins grand de matériel originaire des milieux carbonatés infralittoraux ou des environnements à sédimentation terrigène silicoclastique.

F - CONCLUSION.

Les sédiments carbonatés du talus correspondent à des vases, vases sableuses fines à plus ou moins grossières et sables vaseux grossiers déposés dans l'étage circo- ou infralittoral, sur deux types de topographies sensiblement différentes : l'une avec rupture de pente correspondant à une zone d'accrétion sableuse bordant un petit haut-fond (fig. 39), l'autre à pente douce s'élevant régulièrement de la base du talus jusqu'à la bordure de la plate-forme (fig. 40).

Le trait dominant des divers milieux est la colonisation par les organismes concrétionnants (algues cyanophycées) ou encroûtants (annélides, bryozoaires, foraminifères) ou à vie fixée (spongiaires, crinoïdes, bryozoaires).

Les conditions générales d'agitation sont habituellement faibles dans les zones les plus basses et modérées dans les parties les plus hautes. Cet environnement aux eaux relativement calmes est épisodiquement perturbé par des phénomènes de forte énergie occasionnés, par exemple par des tempêtes qui remobilisent les sédiments du fond et entraînent le déplacement de matériel originaire des milieux moins profonds par des courants descendants de forte compétence.

II - LES MILIEUX DE BORDURE DE PLATE-FORME.

Sur la bordure de la plate-forme, zone intermédiaire entre domaine marin externe et environnements littoraux internes, deux groupes de faciès variés dominent : les sédiments à madréporaires et les sables oolitiques.

A - LES FACIES A MADREPORAIRE.

Représentés à différents niveaux dans presque toute les séquences majeures de la Formation des Grès des Beni Ourimeuch, leur fréquence dans la séquence majeure carbonatée SI et les très bonnes conditions d'affleurement facilitent leur étude de détail.

Deux ensembles principaux de faciès à madréporaires peuvent être distingués : les sédiments comportant des bioconstructions massives (biohermes) ou des colonies dispersées dans des marnes bioclastiques (biostromes) et les sables plus ou moins grossiers issus de leur fragmentation.

1 - Les bioconstructions massives et les brèches coralliennes - faciès BcA .

A l'affleurement elles forment des lentilles massives à armature rigide (framestone) et des brèches ou sables très grossiers (rudstone). Leur épaisseur et leur extension sont toujours très variables, de quelques mètres de puissance à plusieurs dizaines de mètres de diamètre pour chaque petit édifice et plusieurs centaines de mètres pour l'ensemble récifal. Les plus beaux exemples d'ensembles construits ont été observés sur le flanc nord du massif notamment dans le secteur d'Hassi Berkane et dans les lacets de la route secondaire n° 403 au niveau du douar de Maboura.

A l'intérieur même des bioconstructions la répartition verticale des colonies n'est pas quelconque :

- les premières qui apparaissent, généralement au dessus d'une surface durcie, sont des colonies solitaires juxtaposées, en forme de coupes plus ou moins évasées et des colonies encroûtantes lamellaires appartenant respectivement aux Microsolénidés et aux -----

- l'édification de la masse construite se poursuit avec des colonies globuleuses jointives ou soudées, le plus souvent entièrement sparitisées et très abondamment perforées par des petits lamellibranches dont la coquille est restée en place dans la cavité en forme d'ampoule. Des formes lamellaires comportant plusieurs générations successives et des formes tubulaires ainsi que quelques rares petites colonies branchues complètent la liste des bio-constructeurs qui appartiennent aux -----

Les espaces intercoloniaux de dimensions plus ou moins grandes sont fréquemment encroûtés par des Tubiphytes et des croûtes micritiques ou pelmicritiques cryptalgaires qui contribuent à renforcer la solidité de l'armature après la mort des organismes constructeurs.

Les brèches coralliennes sont issues de la destruction des colonies par fragmentation d'origine biologique et/ou mécanique. Les nombreuses perforations de lamellibranches, associées à l'action agressive d'autres organismes, comme par exemple les échinides dont les radioles sont retrouvés en grand nombre, ont participé à la bioérosion d'une partie du squelette des colonies que l'action mécanique de l'eau a fini par réduire à l'état de débris anguleux de plusieurs centimètres.

De façon générale, les cavités interseptales des madréporaires, les espaces intercoloniaux et la brèche corallienne sont comblés par un remplissage biomicritique à biopelmicritique légèrement argileux où dominent Tubiphytes et croûtes micritiques accompagnés d'éléments accessoires en débris appartenant aux bryozoaires, calcisponges (squelette et spicules isolés), échinides, gastéropodes, brachiopodes, annélides et enfin petits pellets d'origine fécale probable et quartz silteux (1 à 10%).

En dehors des Tubiphytes la microfaune, très peu abondante est représentée par Gaudryina et Conicospirillina basiliensis.

2 - Les couches biostromales à colonies non jointives ou dispersées - faciès BcB .

Ces niveaux, nettement plus rares que les précédents, se présentent

à l'affleurement sous différents aspects en fonction de la proportion et de la nature du remplissage à dominante argileuse : ce sont ou bien des marnes verdâtres à petites colonies isolées ou bien des calcaires argileux à colonies plus nombreuses mais non jointives, plus ou moins stratifiées, n'ayant pas édifié une véritable construction à armature rigide. Ce type de couches a été observé essentiellement dans les séquences SI et SIII d'Hassi Berkane et Aklim et uniquement dans SI au Jbel Achaoun.

Les organismes coloniaux sont des madréporaires qui se présentent sous des formes variées :

- . colonies solitaires en forme de coupes évasée d'un diamètre de 5 à 30 cm appartenant aux Microsolénidés ;
- . colonies plates, pluridécimétriques;
- . colonies branchues, très fragiles;

Les échinides, presque uniquement représentés par leur radioles appartiennent aux Cidaridés.

Les organismes accessoires sont les stromatopores, les serpules, les lamellibranches et quelques brachiopodes.

Des lentilles de biomicrites (packstone) à débris anguleux de madréporaires et échinodermes, d'épaisseur décimétrique et d'extension plurimétrique, s'intercalent fréquemment dans ces niveaux marneux à madréporaires.

Milieux de dépôt.

Les deux types de faciès à madréporaires BcA et BcB correspondent à deux modes de la colonisation par les organismes coloniaux, selon le degré d'exposition aux vagues et l'importance de l'apport terrigène argileux. Dans le premier cas, l'énergie est modérée à forte et l'absence ou la faible quantité d'argiles autorisent le développement de colonies massives de type bioherme, par contre dans le second cas le faible degré d'agitation et l'abondance de la phase fine argilo-vaseuse entraînent une turbidité des eaux plus élevée et l'envasement progressif du milieu où ne peuvent s'accomoder que les espèces les plus tolérantes.

3 - Les biosparites très grossières à madréporaires, calcisponges et bryozoaires faciès BcC .

Elles forment des masses calcaires à stratification fruste ou des bancs irréguliers d'aspect noduleux qui précèdent, surmontent ou passent latéralement (en quelques dizaines de mètres) aux bioconstructions à madréporaires. Géographiquement, ce faciès s'observe dans le membre carbonaté de SI sur tout le flanc nord des Beni Snassen.

Microfaciès.

La taille moyenne des éléments est comprise entre 0,8 et 1,2 mm et le classement est mauvais à médiocre.

Les grains, de forme quelconque, généralement anguleux sont des débris bioclastiques et des lithoclastes :

- . les bioclastes appartiennent à trois catégories d'organismes : les madréporaires (25% du sédiment) en fragments ou petites colonies entières, les calcisponges et les bryozoaires (5 à 10%). Les cavités primitives entre les parties squelettiques sont colmatées par une micrite (mudstone) à quartz silteux. Ces trois types principaux de bioclastes sont accompagnés de débris divers, habituellement en faible proportion : radioles d'oursins, articles de crinoïdes, coquilles de lamellibranches et de gastéropodes, algues calcaires (*Boueina*) et tubes d'annélides ;

- . les lithoclastes (5 à 10%), anguleux à subanguleux sont des fragments de micrite à quartz, de même nature que celle qui comble les vides des polypiers et des calcisponges.

La phase détritique silicoclastique représente de 1 à 10% du volume sableux en grains de quartz non usés accompagnés de rares plagioclases et de glauconie, disposés dans les vides entre les gros débris bioclastiques. Dans certains cas, les sables quartzeux se présentent sous forme de lentilles, d'épaisseur décimétrique et d'extension décamétrique, intercalées dans les sables bioclastiques grossiers.

L'essentiel de la microfaune est constitué par *Bullopore tuberculata* dont l'habitat presque exclusif correspond aux anfractuosités du squelette des madréporaires ou les perforations et par de rares lenticulines.

Le liant est sparitique avec un ciment précoce en cristaux disposés en franges autour des grains et de la calcite de remplissage en mosaïque dans les espaces intergranulaires.

Milieu de dépôt.

Les caractères texturaux (taille grossière, usure faible à nulle, tri mécanique faible), l'abondance des débris et des petites colonies de madréporaires et le passage latéral rapide aux bioconstructions indiquent qu'il s'agit de sables issus de la destruction des colonies et déposés après un transport sur de courtes distances. La rareté des grains micritisés ou encroûtés témoigne, par ailleurs, d'un enfouissement rapide des éléments probablement lié à des conditions hydrodynamiques exceptionnellement fortes qui pourraient être également en partie responsables de l'érosion mécanique des bioconstructions.

4 - Les biopelmicrites fines à gros débris de madréporaires encroûtés faciès BcD.

Ces biopelmicrites forment des bancs massifs pluridécimétriques, à débit nodulaire, de couleur grise, avec de gros fragments brunâtres de polypiers et d'éponges silicifiés dégagés par l'érosion. Ces calcaires passent latéralement en quelques mètres aux bioconstructions et biomicrites à madréporaires. Ils affleurent essentiellement à la base de la série (séquence majeure carbonatée SI) dans la région d'Hassi Berkane.

Microfaciès.

La fraction sableuse est composée de grains de taille comprise

entre 0,3 et 0,5 mm et de gros débris de madréporaires centimétriques à pluricentimétriques ; de ce fait, le classement demeure toujours très moyen.

Les éléments les plus abondants sont les péloïdes (environ 25%) de forme arrondie à subarrondie dont une certaine proportion est vraisemblablement d'origine fécale. Ils sont accompagnés par 15 à 20 % de débris sparitisés arrondis ou subanguleux, partiellement micritisés à leur périphérie. Leur origine première est délicate à préciser ; cependant, vu les étroites relations avec les bioconstructions et les nombreux gros fragments de madréporaires que comportent ces biopelmicrites, on peut supposer qu'une grande part des débris sparitisés est d'origine corallienne. D'autres organismes à test aragonitique ont pu également alimenter ce sable, notamment les gastéropodes dont la présence est attestée par des coquilles entières ou peu brisées.

Les autres bioclastes appartiennent aux échinodermes (surtout plaques et radioles d'échinides, 10% environ), bryozoaires, algues calcaires (Boueina) et gastéropodes.

Les gros fragments de madréporaires sont fréquemment recouverts par un cortex très irrégulier et hétérogène à laminations algaires à girvanelles, feutrages cellulaires de Bacinella et/ou tubulaire de Lithocodium. A ces diverses formes d'encroûtement sont associés des bryozoaires, des annélides coloniaux et des grains de quartz silteux automorphes piégés dans les lamines.

La microfaune est rare, seuls quelques exemplaires de Coniscospirillina basiliensis et de lenticulines ont été observés dans ce faciès.

La phase matricielle est micritique à partiellement microsparitique.

Milieu de dépôt.

Ces sables vaseux se sont accumulés au voisinage des constructions coralliennes avec lesquelles ils sont étroitement liés (observations de terrain). Ils résultent directement de la fragmentation du squelette des madréporaires et des tests des organismes qui les accompagnent, puis du dépôt à proximité des bioconstructions, dans des conditions d'énergie modérée n'ayant pas permis l'élimination de la vase matricielle.

5 - Les biosparites grossières à débris arrondis de madréporaires et échinodermes - faciès BcE.

Ces calcaires bioclastiques, affleurant en bancs décimétriques à métriques, de couleur jaunâtre à rousse, sont toujours plus ou moins directement associés aux bioconstructions. Le litage horizontal ou faiblement incliné est souligné par les coquilles noires de gros lamellibranches.

Ces biosparites sont relativement fréquentes et ont été rencontrées sur tout le secteur d'étude, dans les diverses séquences comportant des constructions coralliennes.

Microfaciès.

La fraction sableuse est caractérisée par l'importance de la phase

biogène dont les éléments sont généralement arrondis, mal classés et de taille moyenne comprise entre 1 et 2 mm.

L'essentiel du stock bioclastique est constitué de débris issus du fractionnement des madréporaires dont les cavités interseptales sont colmatées par une micrite à quartz silteux automorphes de néoformation.

La macrofaune associée est dominée par les échinides (plaques et radioles, 10 à 15%), les grands lamellibranches (coquilles noires à microstructure prismatique), les huîtres et les bryozoaires. A ces divers éléments s'ajoutent quelques débris de pharétrones et des coquilles de gastéropodes.

La microfaune est représentée par quelques foraminifères : formes libres avec des lenticulines ou encroûtantes avec des placopsilines.

La phase terrigène ne dépasse pas 3 à 4% du volume total du sédiment et la taille moyenne des grains de quartz avoisine 120 microns.

Le liant de nature sparitique montre de fréquentes cimentations précoces.

Milieu de dépôt.

La taille élevée, le mauvais classement des éléments où dominent les débris arrondis et les gros morceaux de madréporaires et la proximité des bioconstructions indiquent qu'il s'agit de sables grossiers mis en place dans une zone d'agitation relativement forte, située en eaux peu profondes où s'effectue une induration précoce du sédiment.

B - LES FACIES OOLITIQUES.

Les faciès oolitiques se rencontrent dans tout le secteur étudié ; ils correspondent à des masses calcaires plus ou moins épaisses dans le membre carbonaté de base ou des barres en relief intercalées dans les sédiments terrigènes gréseux des trois autres membres.

1 - Les oosparites fines à petites oolites superficielles - faciès BoA.

Elles correspondent à des petits bancs décimétriques de couleur rousse, à litage fréquemment oblique, disposés à la base des assises oolitiques qui surmontent les niveaux gréseux.

Microfaciès.

Elles forment un sédiment homogène finement granuleux, bien classé, dont les grains ont une taille comprise entre 0,2 et 0,6 mm.

Les nucleus des oolites sont presque exclusivement des grains de quartz anguleux à subarrondis ou des débris d'échinodermes et tests de foraminifères (lenticulines et épistomines).

Le cortex comporte une ou plusieurs couches concentriques jaunâtres à structure cristalline fibroradiée qui tendent vers la sphéricité quelque soit

la forme du nucleus. Tous les stades de l'oolitisation sont observables dans ce faciès, depuis le grain à peine concrétionné à revêtement cortical irrégulier plus épais dans les zones concaves et très mince dans les parties convexes, jusqu'à l'oolite parfaitement sphérique à cortex bien développé. Lorsque le noyau est de taille modeste, le cortex est plus épais que lorsque le nucleus est grossier, d'où une tendance à une certaine uniformité de la taille des oolites.

La phase granulaire non oolitisée est peu abondante, seuls quelques radioles d'échinides, coquilles de lamellibranches et grains de quartz ont été observés.

Le liant sparitique est formé de cristaux en mosaïque.

Milieu de dépôt.

L'excellent classement, la nature quartzeuse des nucleus, la sphéricité des grains et la position intermédiaire entre les grès et les autres faciès oolitiques indiquent un environnement assez agité, peu favorable à la formation des oolites de grande taille, faisant la transition entre les milieux terrigènes et les milieux oolitiques francs.

2 - Les oosparites à petites oolites superficielles et grosses oolites sphériques - faciès BoB.

Elles apparaissent en bancs décimétriques à métriques, gris ou roux selon l'importance des oxydes de fer dans le ciment.

Microfaciès.

Le matériel sableux, moyennement classé, est en majorité constitué de grains cortiqués de nature et de taille très variable (0,25 mm pour les plus petits, 1,5 mm pour les plus gros, avec une moyenne comprise entre 0,7 et 0,8 mm) :

- les oolites superficielles : le cortex ne montre qu'une ou deux couches à structure concentrique fibroradiée dont la forme est très fortement héritée de celle du nucleus. Celui-ci peut être un grain de quartz (cas le plus fréquent), un débris bioclastique (échinodermes, lamellibranches, fragments sparitisés) ou un foraminifère (épistomine : *Reinholdella* sp., lenticuline, ophtalmiidé ou petite trocholine) ;

- les grosses oolites sphériques : l'épaisseur des enveloppes corticales à structure concentrique fibro-radiée est très nettement supérieure à celle des oolites précédentes mais leur nature ainsi que celle des nucleus reste identique ;

- les ooïdes ovoïdes ou allongés à cortex mixte où alternent lamines claires à disposition cristalline radiaire et lamines sombres cryptocristallines auxquelles s'ajoutent des loges de nubéculaires. Ces ooïdes, qui forment la fraction la plus grossière du sédiment, représentent 15% à 20% du total des grains. Les nucleus sont essentiellement de gros débris bioclastiques (échinodermes, gastéropodes, lamellibranches, madréporaires).

La phase bioclastique assez grossière est composée de débris toujours légèrement encroûtés de lamellibranches, échinodermes, calcisponges et de

petits fragments sparitiques indéterminables.

La microfaune non oolitisée est représentée par de nombreuses épistomines, lenticulines et quelques ophtalmiids.

Le ciment sparitique est disposé en frange fibreuse palissadique autour des grains et en mosaïque dans les espaces intergranulaires.

Milieu de dépôt.

La nature des grains cortiqués, l'abondance des oolites et corrélativement la rareté des grains nus non cortiqués sont les indices d'un dépôt dans des eaux très favorables au concrétionnement. De plus, l'absence d'un véritable tri mécanique témoigne de conditions d'agitation modérée.

Ces sables oolitiques moyennement triés correspondraient à des sédiments autochtones ou peu déplacés de milieu oolitissant (milieu générateur des oolites).

3 - Les oosparites à oolites sphériques bien classées - faciès BoC.

Elles affleurent sous forme de bancs gris-clair, décimétriques à plurimétriques, à litage soit oblique ou entrecroisé avec des intercalations de lits ocres, également obliques, de grès ou de grès oolitiques, soit horizontal ou encore sans litage visible.

Microfaciès.

La phase granulaire est presque exclusivement constituée d'oolites sphériques ou subsphériques à ovoïdes réparties en deux classes de taille moyenne comprise entre 0,2 et 0,35 mm pour les petites et entre 0,6 et 1 mm pour les plus grosses. Elles sont généralement organisées en lits centimétriques granoclassés avec à la base les plus grosses, au sommet les plus petites et un mélange des deux entre les extrêmes.

Le cortex fibroradié, jaunâtre en lumière naturelle varie considérablement en épaisseur, selon la taille des grains, de 50 à 400 microns.

Les nucleus sont de nature assez semblable à ceux du faciès précédent (quartz, débris bioclastiques et foraminifères).

La phase bioclastique non encroûtée est quasiment inexistante, par contre la fraction terrigène peut représenter jusqu'à 40% du sédiment. Les grains de quartz peuvent être disposés de plusieurs façons :

- soit entre les oolites occupant entièrement ou partiellement les espaces intergranulaires ;
- soit en lits superposés ou tronquant les feuillets oolitiques obliques.

Dans de nombreux cas, ont été observées des oolites déformées ou imbriquées, conséquences des phénomènes de tassement agissant par pression-dissolution au point de contact des grains.

Le liant sparitique montre fréquemment des cimentations précoces

en franges palissadiques ou aciculaires qui enregistrent également les phénomènes de tassement qui sont donc postérieurs à la diagenèse précoce.

Milieu de dépôt.

Le bon classement, la présence d'un fréquent litage oblique ou entrecroisé et le granoclassement à l'intérieur des lits indiquent que le dépôt s'effectuait par accumulation dans des milieux peu profonds à très peu profonds dont les caractères morphologiques et hydrodynamiques seront précisés ultérieurement.

4 - Les oosparites à oolites micritiques et à oncolites - faciès BoD.

Ce faciès s'observe dans les bancs décimétriques non lités qui surmontent les assises oolitiques décrites précédemment, principalement dans la séquence I du Jbel Achaoun et du Jorf el Abiod.

Microfaciès.

Le classement est assez mauvais et la taille des éléments varie de 0,2 à 0,3 mm jusqu'à 6 à 7 mm ; les grains sont presque exclusivement des oolites et des oncolites :

- les oolites, de taille comprise entre 0,2 et 1,3 mm sont de forme très variable, généralement héritée de celle du nucléus. Le cortex, qui tend à garder une épaisseur constante, est constitué de lamines sombres cryptocristallines continues, d'épaisseur régulière qui de ce fait conservent la morphologie du grain ayant servi de support. Quelques fines laminations concentriques claires, d'orientation radiaire, sont intercalées entre les couches micritiques. La nature du cortex confère à ces grains un aspect assez proche de celui des bahamites actuelles des lagunes de plates-formes bahamiennes.

Les nucléus de nature variée sont des grains de quartz, des débris squelettiques de forme allongée (lamellibranches, échinides, gastéropodes) et des tests de foraminifères (épistomines et lenticulines) :

- les oncolites de morphologie ovoïdes, représentent 15 à 50% du sédiment. Leur taille, toujours supérieure au millimètre peut atteindre 6 à 7 mm. Le cortex est formé d'une alternance de couches floues, souvent discontinues, de nature micritique alternant avec un feutrage filamenteux de girvanelles. Entre ces deux types de laminations qui forment l'ossature du cortex, s'intercalent des organismes encroûtants tels que bryozoaires lamellaires, tubes d'annélides et surtout de nombreux nubéculaires ainsi que des grains de quartz piégés entre les lamines.

La fraction bioclastique non encroûtée est quasiment inexistante et la phase terrigène à grains nus peut représenter jusqu'à 10% du sédiment.

Quelques lithoclastes centimétriques à pluricentimétriques d'une oosparite à oolites micritiques et oncolites cimentés par de la calcite d'origine précoce ont également été observés.

Le liant sparitique montre dans tous les cas deux générations de

ciment : l'un d'origine précoce en franges isopaques de cristaux palissadiques bien développés, disposé autour de chaque grain, l'autre plus tardif, en mosaïque dans les espaces intergranulaires.

Milieu de dépôt.

Les caractères minéralogiques et structuraux des laminations et la forme du cortex nettement dérivée de celle du nucleus permettent de penser que le concrétionnement a eu lieu dans un environnement protégé aux eaux faiblement agitées, par analogie avec les oolites actuelles des milieux protégés ; l'absence de tri mécanique tend à confirmer cette interprétation.

Le milieu de dépôt devait donc correspondre à des zones protégées faiblement agitées du système oolitique.

C - ARRANGEMENT SEQUENTIEL DES FACIES DE BORDURE.

Plusieurs types d'agencements vertical et latéral ont été observés dans les dépôts de bordure de la plate-forme. Les deux premiers exemples qui seront étudiés donnent un aperçu de l'organisation des milieux comportant des bioconstructions à armature rigide, le troisième montre les rapports entre biostromes à madréporaires et sédiments oolitiques, enfin, le quatrième illustre les divers aspects de la sédimentation oolitique.

1 - Les bioconstructions et sables associés de la zone de haut-fond d'Hassi Berkane.

Les observations ont été effectuées dans la troisième séquence principale du membre carbonaté (Sic) de la coupe d'Hassi Berkane. Sur une vingtaine de mètres d'épaisseur et une trentaine de largeur, deux groupes de faciès principaux se répartissent de la façon suivante (fig. 41) :

- les bioconstructions massives, d'aspect lenticulaire de plusieurs dizaines de mètres de diamètre et de quelques mètres de hauteur, sont constituées de colonies plutôt globuleuses ou parfois lamellaires dont la taille n'excède que rarement 0,5 m. Les espaces intercoloniaux sont comblés par une micrite riche en Tubiphytes et en croûtes micritiques cryptalgaires qui non seulement encroûtent individuellement les colonies mais tendent aussi à les souder entre elles et à les stabiliser après leur mort, d'où l'aspect massif des ensembles coralliens qui s'apparentent à des petits biohermes de type patch-reef ;
- les biosparites associées, disposées autour des édifices bio-construits sont des sables grossiers provenant en grande partie de la fragmentation des coraux et des organismes accompagnateurs. Ce sont des biosparites grossières à débris non usés, très riches en madréporaires (faciès BcC) et des biopelmicrites à biopelsparites fines à quelques gros fragments de madréporaires encroûtés par les girvanelles et Bacinella-Lithocodium (faciès BcD).

A la base de la coupe 1 (fig. 41), les 5 premiers mètres montrent des biomicrites gréseuses d'aspect microbréchi que s'apparentant au faciès remanié TB1, disposées en bancs irréguliers d'épaisseur variable alternant avec des grès en passées lenticulaires. Ces sédiments qui semblent se raviner mutuellement correspondent à des dépôts de petits chenaux qui entaillaient

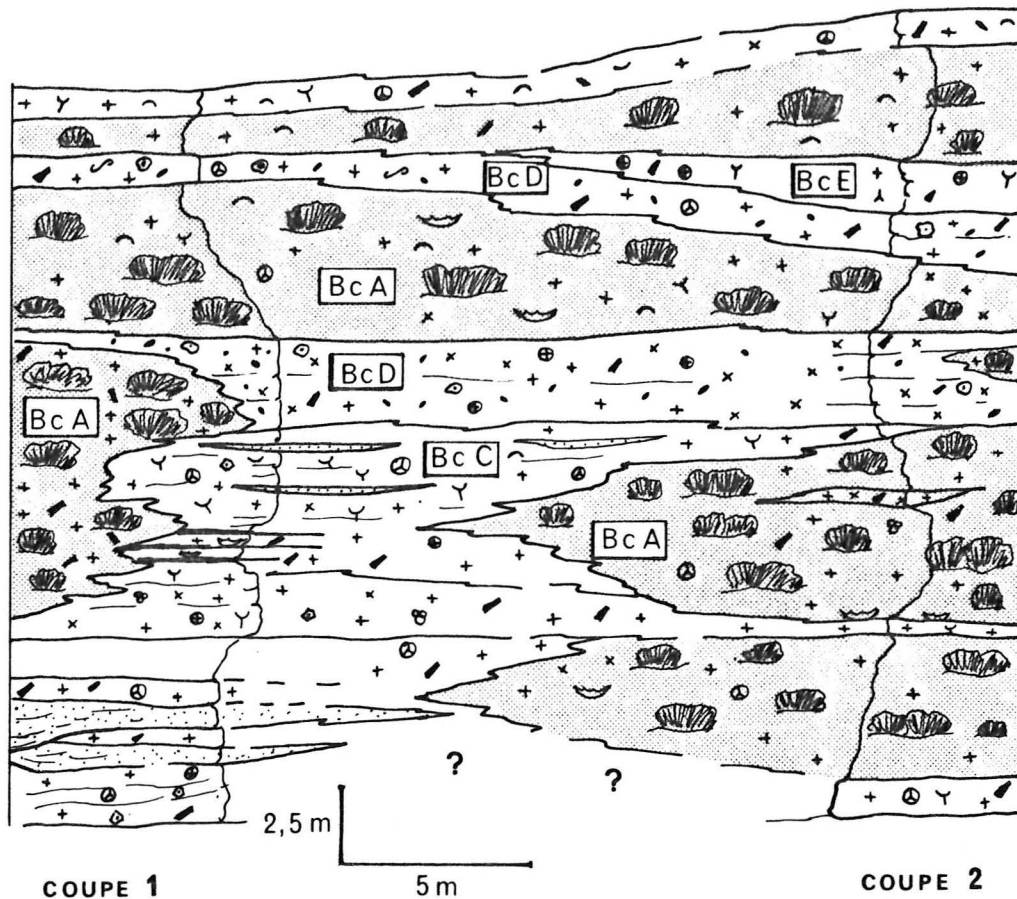


Fig. 41 - Les bioconstructions du haut-fond d'Hassi Berkane

l'aire récifale ou le talus supérieur.

Interprétation.

Dans cet ensemble bioconstruit qui occupe la partie supérieure du petit haut-fond d'Hassi Berkane, l'organisation interne est évidente : biohermes à colonies massives de madréporaires et sables bioclastiques déposés au voisinage ou entre les petits édifices coralliens en relief sur le fond. Ces sables issus en grande partie du démantèlement des madréporaires peuvent être grossiers et très peu évolués ; dans ce cas, leur mise en place et l'enfouissement se feraient de façon brutale (lors de tempêtes ?) ou bien ils sont plus fins, micritisés ou encroûtés en raison d'un séjour prolongé sur le fond ayant permis leur évolution avant l'enfouissement définitif.

2 - Les bioconstructions de la bordure de la plate-forme.

Sur tout le flanc nord des Beni Snassen plusieurs affleurements ont révélés la présence de constructions coralliennes, la coupe qu'illustre la figure 42 a été levée le long de la route qui mène de Berkane à Tatoralt

(coordonnées $x = 772,5$, $y = 474,25$) dans les virages du douar de Maboura. Cette coupe particulièrement intéressante permet de suivre les divers stades d'installation et de développement d'un biotope à cnidaires.

Sur une douzaine de mètres d'épaisseur on relève la succession suivante :

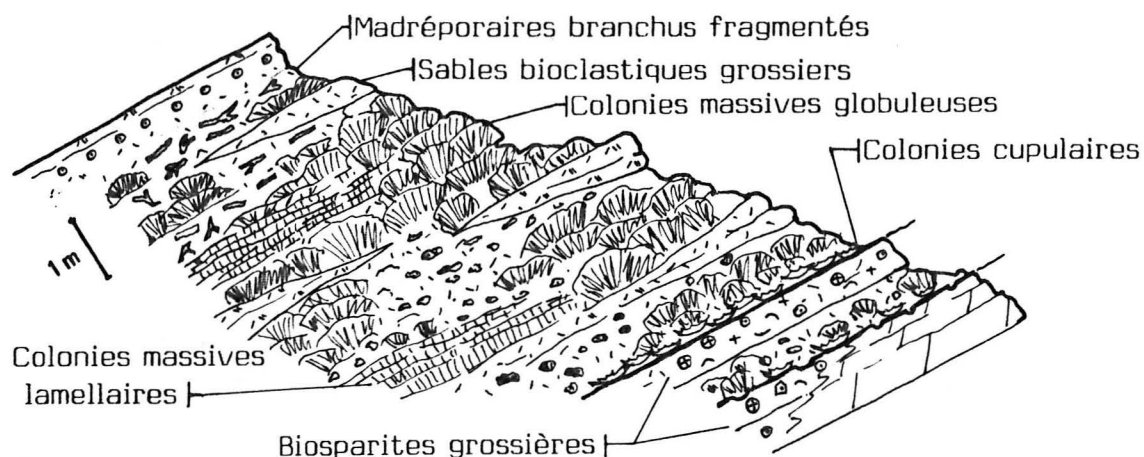


Fig. 42 - Les bioconstructions à madréporaires (coupe des virages du douar de Maboura) en bordure de plate-forme.

- 1,8 m de bioosparites et de biosparites à débris arrondis de madréporaires et d'échinides, dont le dernier banc se termine par une surface durcie, encroûtée d'huîtres à coquilles noires et taraudée par des perforations dont certaines de forme hémisphérique et de diamètre avoisinant 5 cm pourraient correspondre à des niches d'oursins dont on retrouve de nombreux radioles ;

- 0,6 m d'une brèche très grossière à débris pluricentimétriques constitués de petites colonies cupulaires ou globuleuses très fragmentées, colmatée par un remplissage argilo-gréseux. Au-dessus viennent des bioosparites grossières, à débris arrondis partiellement encroûtés et à surface sommitale durcie ;

- directement sur la surface durcie, les premiers madréporaires qui apparaissent sont des colonies solitaires en forme de coupes plus ou moins évasées de quelques cm à 10 cm de diamètre et des petites colonies lamellaires. Elles sont surmontées par des colonies globuleuses complètement sparitisées et des colonies lamellaires encroûtantes qui forment des petits édifices massifs d'épaisseur métrique et d'extension plurimétrique. Entre ces petits pâtés coralliens sont accumulés des brèches et des sables très grossiers ; le tout est colmaté par un remplissage argilo-sableux. A l'exception des oursins et des madréporaires très abondants, la macrofaune, assez pauvre, n'est représentée que par des débris de lamellibranches, calcisponges, des serpules fixées sur les colonies et par quelques brachiopodes ;

- enfin, le dernier mètre montre le passage graduel d'un niveau bréchique à madréporaires branchus à une biopelmicrite à gros morceaux de polypiers puis à une oomicrite et à une oosparite mal vannée pour se terminer finalement par une oobiodolosparite à madréporaires et gros lithoclastes d'oosparite.

Interprétation.

Cet exemple donne un aperçu des modalités d'installation puis de développement de la colonisation par les madréporaires :

- la colonisation débute par l'installation sur un fond stabilisé (surface durcie) de petites formes pionnières cupulaires, discoïdes ou lamellaires et de petites colonies branchues, fragiles qui témoignent de conditions d'énergie relativement modérée ;

- la colonisation du milieu se poursuit par le développement de colonies massives globuleuses ou plates, plus ou moins soudées, qui forment l'armature rigide de petits biohermes en relief sur le fond, séparés par des zones plus basses où s'accumulent brèches et sables grossiers résultant de la fragmentation (bioérosion surtout) des madréporaires et des organismes accompagnateurs (échinides essentiellement, ainsi que lamellibranches, calcisponges et térébratules). L'abondance, voire l'exclusivité, des formes massives indique un milieu peu profond, modérément à fortement agité situé dans la zone d'action des vagues.

3 - Séquences montrant le passage des milieux à cnidaires aux milieux oolitiques.

Sur le flanc sud des Beni Snassen, au Jbel Achaoun, dans la partie basale de la coupe, la première séquence principale S1a, (voir fig. 15) permet d'observer les rapports entre les dépôts à madréporaires et les sédiments oolitiques dans une suite de petites séquences élémentaires qui s'agencent de la façon suivante (fig. 43) :

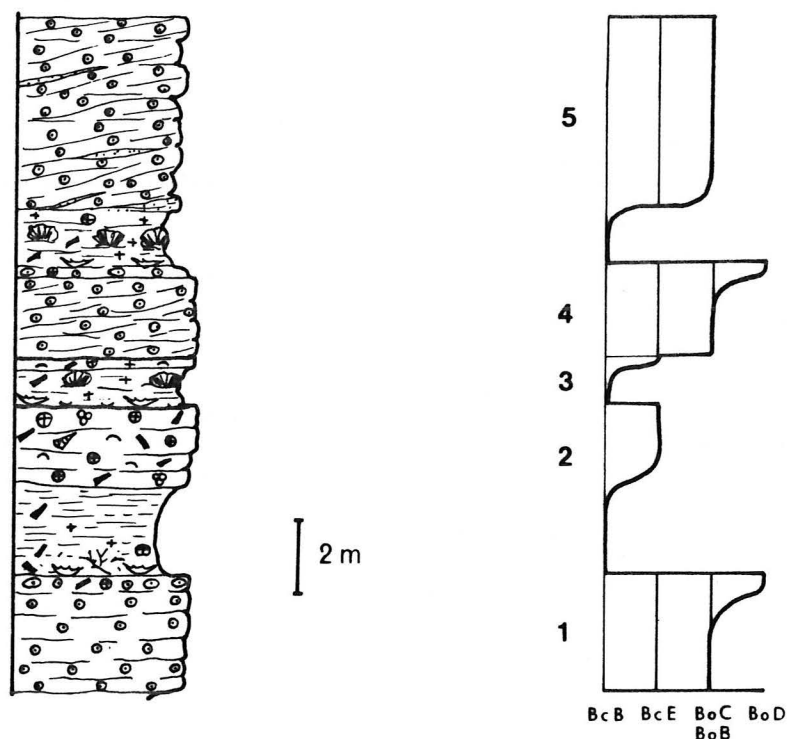


Fig. 43 - Séquences de bordure mixte à madréporaires et oolites, détail de S1a du Jbel Achaoun.

- 2,5 m d'oosparites à oolites bien calibrées, typiques du faciès BoC et à passées oolitiques plutôt mal classées du faciès BoB. Les vingt derniers centimètres montrent une oosparite à ooïdes micritiques et oncolites (faciès BoD) devenant légèrement argileuse au contact avec les marnes surincombantes ;

- 2,5 m de marnes bioclastiques verdâtres avec à la base des coraux cupulaires isolés, conservés en position de vie ou seulement basculés et des colonies branchues, couchées mais non fragmentées. La macrofaune associée est représentée par des radioles d'échinides, des coquilles d'huîtres et de lamellibranches costulés et par des térébratules. Ces marnes passent verticalement à 2 m de biosparites grossières litées (faciès BcE), à très nombreux débris de madréporaires, échinides et lamellibranches. Les fragments de madréporaires, à

l'exception des plus gros, de taille décimétrique, sont généralement arrondis et parfois recouverts d'un mince cortex filamenteux de girvanelles ou micritisés à la périphérie. Le liant sparitique est caractérisé par l'abondance des cimentations précoces disposées en franges isopaques autour des grains. La surface sommitale du dernier banc est perforée et encroûtée par de grosses huîtres noires et des annélides ;

- sur environ 1,2 m se développe une nouvelle séquence élémentaire en tous points identique à celle qui la précède ;

- la surface durcie de la fin de la séquence 3 est directement recouverte par 2,1 m d'oosparites bien calibrées, à litage oblique (faciès BoC) dans lesquelles s'intercalent des passées lenticulaires de grès roux disposées entre les faisceaux oolitiques et, couronnant le tout, 0,4 m d'une oobiosparite à oncolites (faciès BoD) ;

- sur environ 1,5 m d'épaisseur, un niveau biostromal légèrement argileux montre un ensemble de calcaires bioclastiques très grossiers et de colonies massives non jointives, en boules pluridécimétriques, apparemment en place ;

- enfin, 5 m d'oosparites bien calibrées organisées en lits obliques entrecroisés, intercalés de feuillets ou de lentilles gréseuses rousses.

Interprétation.

Les dépôts qui viennent d'être décrits correspondent à trois types principaux de sédiments : les sables oolitiques, les vases argileuses à madréporaires et les sables bioclastiques grossiers. L'étude de leur agencement en 5 séquences élémentaires va permettre de déduire les rapports mutuels entre les diverses aires de sédimentation.

a) Les sables oolitiques.

Ils se présentent à l'affleurement sous deux aspects différents : en bancs assez réguliers sans litage apparent ou en bancs à litage oblique très marqué. Ces 2 types correspondent à deux modes de dépôts particuliers : épannage par les courants qui aboutit à la formation de bancs sableux plus ou moins étendus ou accumulation en dunes ou barres qui par coalescence, évoluent en systèmes de cordons sous-marins (les modalités de mise en place et l'aspect morphologique de ces corps sableux seront évoqués en détail ultérieurement dans la partie consacrée aux dépôts oolitiques).

b) Les vases à madréporaires.

Contrairement à ce qui a été observé dans l'exemple précédent, les madréporaires n'ont pas construit d'édifices à armature rigide ; seules des formes solitaires dispersées ont pu occuper le milieu dans lequel l'arrivée d'apports argileux abondants augmente la turbidité des eaux mais surtout provoque un envasement défavorable au développement des constructions coralliennes. Dans la seconde séquence élémentaire, par exemple, la colonisation n'est qu'éphémère, les madréporaires qui s'installent à la base n'ont pu résister à l'envasement qui a provoqué leur disparition. Dans les deux autres niveaux à cnidaires, la colonisation, bien qu'un peu plus dense, reste toujours assez modeste.

La nature argileuse du remplissage, l'absence de déplacement et le bon état de conservation des madréporaires branchus très fragiles supposent un environnement très calme, protégé soit par la profondeur, soit par l'effet d'abri d'une zone en relief sur le fond (banc sableux par exemple).

c) Les sables bioclastiques grossiers.

Essentiellement constitués de débris et de gros morceaux de madréporaires, ils surmontent directement les vases à coraux solitaires dispersés, mais leur origine est de tout évidence à rechercher en dehors de ces dernières. Ce sont des sédiments nés de la fragmentation et du transport latéral à partir de milieux bioconstruits plus ou moins rapprochés, vraisemblablement ceux de l'ensemble récifal décrit au paragraphe précédent.

Ces sables, étalés par les courants à partir d'aires productrices peu éloignées, se sont mis en place sous forme de bancs plus ou moins étendus lors d'épisodes d'apports sporadiques de débris bioclastiques suivis d'une période de non dépôt pendant laquelle la surface sommitale de la couche meuble a durci rapidement.

d) Les relations entre les divers corps sédimentaires.

A partir des coupes "des virages de Maboura" A et du Jbel Achaoun B distantes d'environ 5 km, on peut proposer un schéma interprétatif montrant la répartition et les rapports entre les divers ensembles sédimentaires :

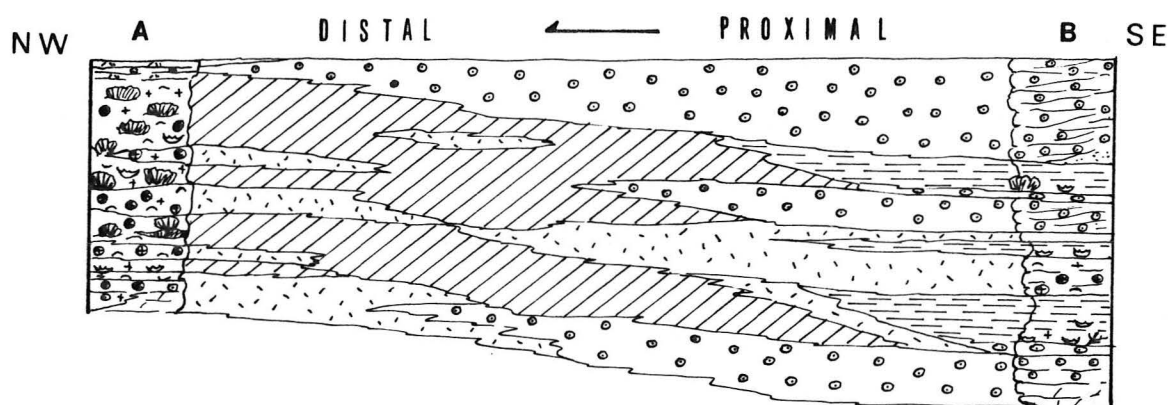


Fig. 44 - Schéma interprétatif montrant les relations entre milieux à madréporaires et milieux oolitiques (cf. fig. 42 et 43).

- du côté distal, les bioconstructions et les sables bioclastiques à madréporaires prédominent alors que les sédiments oolitiques sont quasiment absents ;
- du côté proximal au contraire, sables oolitiques et bioclastiques et marnes à madréporaires remplacent totalement la sédimentation à caractère récifal.

Une polarité assez nette se dessine avec, dans la partie la plus externe, les bioconstructions à madréporaires et en arrière, les milieux vaseux protégés, difficilement colonisés par les polypiers, les bancs de sables bioclastiques transportés par les courants à partir des bioconstructions et enfin les sables oolitiques organisés en cordons ou en bancs sous-marins.

4 - Les séquences oolitiques.

Les sédiments oolitiques sont proportionnellement les dépôts carbonatés les plus abondants. Ils forment des masses épaisses dans la séquence majeure de base de la région Jorf el Abiod-Jbel Achaoun et des bancs en intercalations dans les trois séquences majeures de tout le secteur d'étude.

a) Séquences montrant le passage des dépôts terrigènes ou carbonatés du talus supérieur aux oosparites bien classées en bancs onduleux sans litage apparent.

Les deux séquences de la figure 45 mettent en évidence les passages terrigènes-oosparites et biooosparites grossières TD - oosparites. Elles appartiennent à la première séquence principale (SIa) du membre carbonaté de la coupe de Jorf el Abiod, équivalent latéral des coupes des figures 42 et 43.

Dans la séquence 1, trois types principaux de faciès se succèdent :

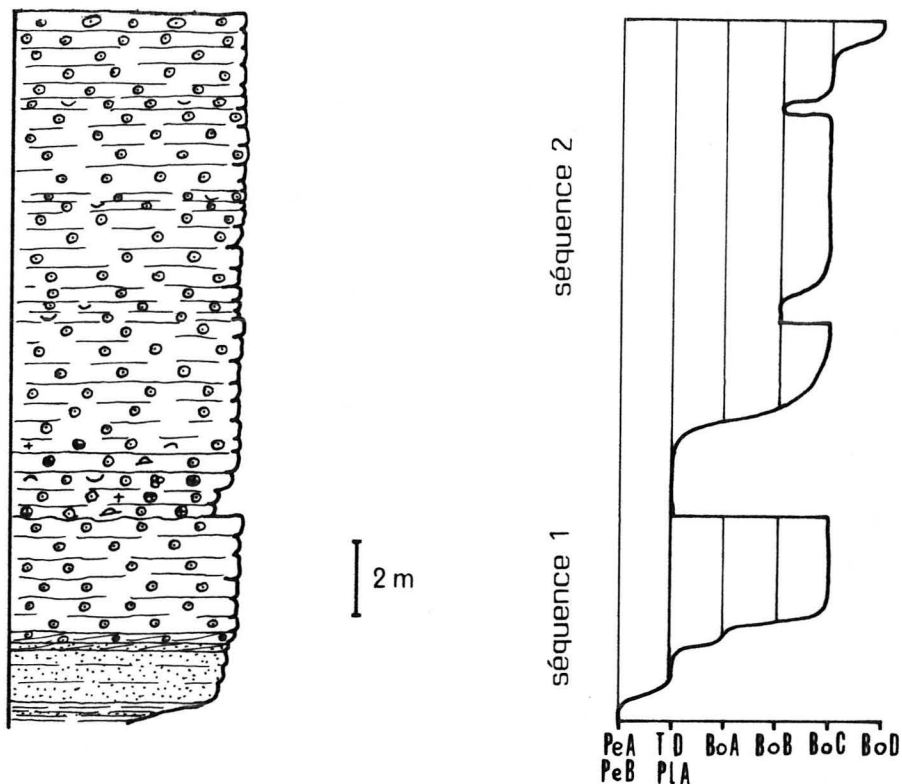


Fig. 45 - Séquences de bordure oolitique au Jorf el Abiod.

- à la base, faciès terrigènes avec des argiles (PeA) et silts (PeB) et des grès fins (PLA) dont les derniers centimètres sont à litage oblique;
- puis, sur une épaisseur de 0,35 m, oosparites fines (faciès BoA) avec des petites oolites à mince cortex et nucleus presque exclusivement quartzeux ;
- enfin, 3 m d'oosparites à oolites sphériques bien classées, de taille millimétrique (faciès BoC), se débitant en bancs réguliers à surfaces onduleuses

à rides symétriques de quelques centimètres d'amplitude et de 10 à 50 cm de longueur d'onde.

La séquence 2, entièrement calcaire, correspond à deux ensembles distincts, l'un, basal, à dominante sableuse bioclastique, l'autre, supérieur presque exclusivement oolitique :

- à la base, affleurant en bancs réguliers de couleur roussâtre, 2 m de bioosparites grossières à madréporaires, crinoïdes, lamellibranches et nubéculaires typiques du faciès TD, à liant sparitique montrant des ciments précoces périgranulaires de plus en plus abondants dans la partie supérieure ;
- puis par l'intermédiaire d'une dizaine de centimètres d'un faciès mixte on passe graduellement à 11 m d'oosparites bien classées (faciès BoC) entrecoupées de niveaux décimétriques d'oosparites moyennement classées à petites oolites superficielles, grosses oolites sphériques et quelques oncolites et agrégats (BoB à BoD). Ces deux types d'oosparites sont disposées en bancs décimétriques, d'aspect onduleux, dans lesquels aucun véritable litage n'est observable. Le dernier banc, à éléments plus grossiers est une oosparite à ooïdes micritiques et oncolites se terminant par une croûte ferrugineuse de quelques centimètres.

Interprétation.

Dans les deux exemples considérés, les dépôts oolitiques qui surmontent les faciès de talus (terrigenes ou carbonatés) sont des sédiments très bien classés, accumulés après un tri granulométrique poussé. Par ailleurs, l'absence notoire de structure de litage et la disposition en bancs continus d'épaisseur constante semblent indiquer un dépôt par épandage de nappes sableuses pelliculaires superposées, plus ou moins étendues, ayant formé des bancs sableux (oolite sand shoals). Par contre, les intercalations oolitiques à faciès BoB correspondaient plutôt à des dépôts de milieux de genèse des oolites dont la position est difficilement dissociable de celle des aires d'accumulation.

b) Séquences montrant le passage des sédiments terrigenes aux dépôts oolitiques.

Parmi les barres oolitiques, métriques à décamétriques, intercalées dans la masse gréseuse ou argilo-gréseuse, un exemple caractéristique d'évolution verticale des faciès et des structures de litage a été relevé dans la séquence majeure gréseuse inférieure SII d'Hassi Berkane.

Le passage grès-oosparites-grès s'observe sur une épaisseur de 3,6 m selon les modalités suivantes (fig. 46) :

- partant de grès massifs verdâtres, un premier ensemble à litage oblique comporte des grès roux, des grès à oolites et des oosparites gréseuses disposées en lentilles décimétriques d'extension métrique, les trois faciès passent de l'un à l'autre latéralement en quelques mètres ;
- au-dessus, un banc d'oosparites à litage oblique, en faisceaux à lamines concaves dont les éléments sont des oolites superficielles à nucleus de quartz et grosses oolites sphériques millimétriques ; des récurrences gréseuses sous forme de lits obliques centimétriques sont encore présentes ;
- puis, un niveau massif d'oosparites non litées, moyennement à bien

classées dans lesquelles sont disposés quelques bioclastes (débris d'échinides et de lamellibranches) ;

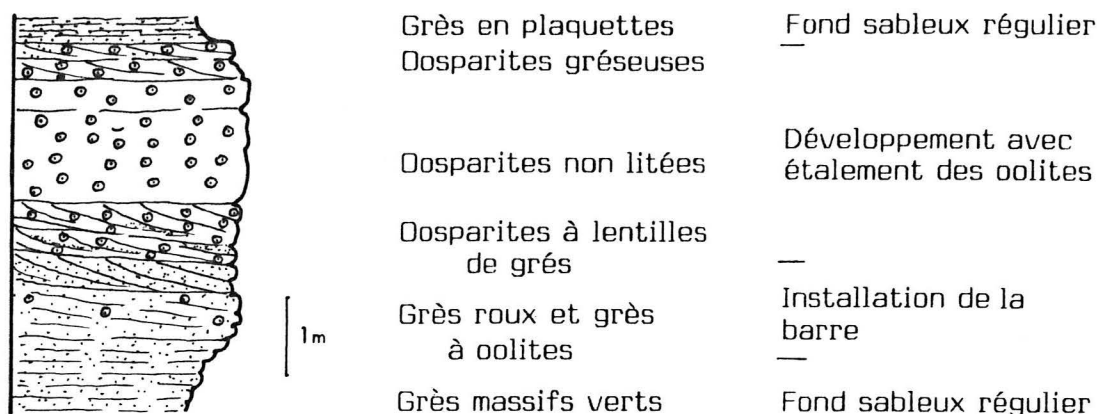


Fig. 46 - Séquence de barre sous-marine oolitique (Hassi Berkane).

- enfin, juste avant les grès en plaquettes sus-jacents, les cinquante derniers centimètres montrent un passage très progressif des oosparites aux grès à litage oblique avec tous les intermédiaires.

Interprétation.

Cette petite séquence à évolution cyclique montre clairement les différents stades d'installation, de développement et de disparition d'une petite barre sous-marine oolitique dans une zone littorale où la sédimentation terrigène silicoclastique domine.

Dans bien des cas, les intercalations oolitiques des séquences gréseuses présentent des faciès et des structures sédimentaires très semblables et seront donc interprétées de la même façon.

D - ORGANISATION GENERALE DES MILIEUX DE DEPOT.

Les deux grands types de faciès reconnus, sables et bioconstructions à cnidaires et sables oolitiques, correspondent à deux aspects fondamentaux de l'environnement sur la bordure de la plate-forme.

1 - Caractères généraux.

De façon générale, lors des épisodes de sédimentation carbonatée, la bordure de la plate-forme se couvre de dépôts à dominante sableuse oolitique et bioclastique; le développement relativement modeste des bioconstructions n'ayant à aucun moment abouti à l'installation d'une véritable barrière récifale.

Les faciès sableux sont caractérisés par l'élimination de la phase vaseuse, par un tri mécanique toujours très moyen des sables bioclastiques et un calibrage souvent excellent des dépôts oolitiques d'accumulation.

Dans les milieux à madréporaires et aux abords immédiats, les organismes vivant in situ sont variés : échinides, lamellibranches, calcisponges, bryozoaires et annélides sont parmi les formes les plus fréquentes. La microfaune est représentée par des foraminifères à vie fixée (les plus abondants) : nubéculaires, Tubiphytes et Placopsilina et par quelques formes libres telles que les lenticulines, les épistomines et les ophtalmiidés. Dans les milieux oolitiques la macrofaune est absente et la microfaune véritablement autochtone ne semble être représentée que par les nubéculaires.

La nature des éléments constitutifs, les paramètres texturaux et les différents types de structures sédimentaires indiquent que les dépôts de la bordure se sont mis en place à faible profondeur, dans l'étage infralittoral, sur des fonds modérément à fortement agités, soumis à l'action des vagues et des courants.

2 - Les milieux à madréporaires.

Géographiquement, les faciès à madréporaires se rencontrent dans les secteurs d'Hassi Berkane et d'Aklm (SI et SIII) et dans la région du Jorf el Abiod et du Jbel Achaoun (SI et SII). Ils s'organisent en deux types principaux de milieux selon leur position dans le dispositif général de bordure.

a) Les bioconstructions de haut-fond de la partie la plus externe de la bordure.

Elles forment des pâtés coralliens plus ou moins rapprochés, installés au-dessus d'un talus d'accrétion à sédimentation sableuse grossière, alimenté en débris en grande partie d'origine corallienne (voir fig. 39).

Les bioconstructions sont de petits édifices à colonies de madréporaires, globuleuses ou lamellaires, dont les espaces intercoloniaux sont riches en encroûtements cryptalgaires et Tubiphytes.

Au voisinage des édifices, les sables coralligènes s'accumulent selon deux modes de dépôt différents :

- dans le premier cas, les sables vaseux fins à péloïdes, petits débris sparitisés et gros fragments de madréporaires encroûtés correspondent à des sédiments dont l'évolution (fragmentation, micritisation, encroûtement) s'est effectuée de façon progressive, pendant une période assez longue avant leur enfouissement définitif, dans des conditions d'agitation modérée (en tout cas insuffisante pour éliminer la vase matricielle) ;

- dans le second cas, les sables très grossiers à madréporaires correspondent à des dépôts dont le degré d'évolution est quasiment nul. Leur mise en place et leur enfouissement se sont effectués très rapidement après un transport très court et sans façonnement. Comme pour les faciès remaniés TA1 et TB1, on peut supposer que le dépôt de ces sables grossiers a pu se faire à l'occasion de phénomènes hydrodynamiques exceptionnels attribuables à des tempêtes.

Du point de vue paléogéographique, ce type de bioconstructions de petits hauts-fonds caractérise le secteur d'Hassi Berkane pendant l'épisode de sédimentation carbonatée de la base de la Formation des Grès des Beni Ourimeuch.

b) Les milieux à madréporaires de la bordure.

Selon le degré d'exposition aux vagues et aux courants, la colonisation par les coraux a été plus ou moins dense. Quelque soit l'importance de leur développement, leur installation, au départ, semble avoir été conditionnée par l'existence d'un substrat dur (ou au moins stabilisé) ayant servi de support aux colonies pionnières :

- les bioconstructions de mode battu ont constitué de petits édifices à armature rigide avec des colonies massives globuleuses ou lamellaires, séparés par de petites dépressions où s'accumulent brèches et sables grossiers. Dans d'autres cas, bien qu'assez abondantes, les colonies globuleuses non jointives, plus étalées ont formé des accumulations de type biostrome ;

- les coraux des vases argileuses correspondent habituellement à des milieux abrités derrière les zones de biosconstruction, mais il n'est pas exclu qu'elles aient pu s'installer également en avant, dans les parties plus profondes de la bordure ;

- les sables à madréporaires se sont accumulés dans des zones plus ou moins proches des milieux coralliens d'où ils sont issus. Ce sont des bancs ou des cordons sableux étalés latéralement ou en arrière des bioconstructions par les courants suffisamment forts pour transporter le matériel grossier.

De façon générale, ces divers types de milieux à madréporaires sont assez peu fréquents, soit parce qu'ils n'ont pas été conservés, soit parce que leur développement est toujours resté modeste.

3 - Les milieux oolitiques.

Parmi les sédiments carbonatés, les sables oolitiques occupent sur la plate-forme une place très importante puisqu'ils représentent l'essentiel des dépôts calcaires.

Les principaux faciès oolitiques sont des sables de milieux oolitiques ou de milieux d'accumulation dont les positions des uns par rapport aux autres sont souvent difficiles à préciser.

a) Les milieux oolitiques.

Ils sont étroitement liés aux milieux bioclastiques infralittoraux mais aussi aux milieux terrigènes sableux dont les grains de quartz fournissent une grande part des noyaux. Les sables des milieux oolitiques se distinguent généralement des sables d'accumulation par un calibrage assez médiocre et surtout par la présence de grains montrant tous les stades évolutifs de l'oolitisation : petits quartz ou débris recouverts d'une fine pellicule discontinue dans les zones concaves du grain, oolites superficielles à une seule couche d'épaisseur irrégulière tendant vers la sphéricité et grosses oolites sphériques à ovoïdes à cortex bien développé. Les faciès à oolites micritiques et oncolites à girvanelles (BoD), qui couronnent généralement les séquences oolitiques, correspondent à des sédiments particuliers, probablement autochtones, de certains milieux protégés des zones d'accumulation.

De façon générale, le milieu de formation des oolites semble correspondre à des zones d'agitation plutôt modérée. Si l'on se réfère aux conclusions de Loreau (1982) concernant les sédiments oolitiques du Golfe Persique mais aussi à celles d'Illing (1954), Nevell et Rigby (1957), Nevell et al. (1960) et Hine (1977) pour les Bahamas, il apparaît que la genèse des oolites nécessite des fonds peu profonds caractérisés par une alternance de dépressions et de rides parallèles, espacées de 50 à 250 m (selon Loreau) qui entraîne une alternance d'agitation de l'eau, plus faible dans les dépressions et plus forte sur les rides, avec un système de vagues et de courants bidirectionnels faisant passer les oolites d'une ride à une dépression tout en les retenant dans le même milieu.

Dans l'exemple de la figure 45, l'alternance régulière des faciès BoC et BoB de la séquence 2 pourrait correspondre à ce type d'organisation avec sur les rides à agitation forte, les oolites bien calibrées BoC et dans les dépressions à agitation modérée les oolites plutôt mal classées BoB.

b) Les milieux d'accumulation.

Les faciès d'accumulation sont caractérisés par la présence presque exclusive de grains de nature oolitique et par un calibrage généralement bon.

Dans le secteur des Beni Snassen, les niveaux d'accumulation oolitiques sont dans des situations paléogéographiquement différentes selon qu'ils appartiennent à la séquence majeure carbonatée SI ou qu'ils constituent les intercalations plus ou moins épaisses des sédiments terrigènes des trois autres séquences majeures SII à SIV :

- les oolites de la séquence majeure carbonatée SI correspondent aux dépôts d'un complexe oolitique dont l'extension globale n'est pas connue mais dont la partie observable occupait un domaine s'étendant du flanc nord du massif (région de Jorf el Abiod) jusqu'au revers méridional (Jbel Achaoun et son prolongement SW). A l'intérieur de ce complexe, les sédiments oolitiques devaient être organisés en un système de corps sableux étalés et de cordons ou mégarides à litage oblique très marqué. Les corps sableux étalés pourraient correspondre à des lobes d'épandage dont le sens de progradation (ou d'étalement) n'est pas toujours évident. Néanmoins, dans certains cas favorables, les oosparites à petites oolites (faciès BoA) qui devaient correspondre à l'extrémité des lobes montrent un litage oblique non entrecroisé, indiquant une avancée vers le S et le SW ou bien vers le NW à NE. Il semble donc que les épandages puissent se faire dans des directions opposées sous l'influence des courants de marée mais aussi des tempêtes dont les effets ont déjà été présentés sur le talus et le haut-fond d'Hassi Berkane. De même, dans les sables oolitiques à litage oblique des cordons ou mégarides sous-marines, on retrouve des directions de pendages semblables et également opposées ; dans ce cas, leur origine est plus à rechercher dans les effets des courants de marée alternatifs que dans ceux des phénomènes de type tempête ;

- les oolites des intercalations des séquences majeures SII à SIV. Les nombreux bancs de calcaires oolitiques qui s'intercalent dans les sédiments gréseux montrent des faciès et une évolution assez semblables à ceux de la séquence décrite dans un paragraphe précédent (fig. 46). Ils ont été interprétés comme le résultat de la migration de dunes ou de barres sous-marines oolitiques dans un contexte général de sédimentation terrigène. Dans

certains cas, la coalescence de plusieurs barres a pu aboutir à la formation de corps sableux un peu plus importants.

La géométrie et les dimensions exactes des divers corps oolitiques n'ont pu être déterminées mais il semble que certaines d'entre elles soient disposées selon une direction d'allongement approximative N100 à N120 alors que d'autres auraient une orientation subméridienne.

4 - Répartition latérale des divers milieux.

La relative continuité des affleurements du membre carbonaté de base permet de donner un aperçu, à titre d'exemple, de la répartition paléogéographique des divers corps sédimentaires de la bordure de la plate-forme. Bien que très imparfaite, puisque synthétique, la figure 47 a été élaborée en tenant compte essentiellement des données fournies par les coupes de la séquence principale SIa (fig. 42, 43, 44 et 45).

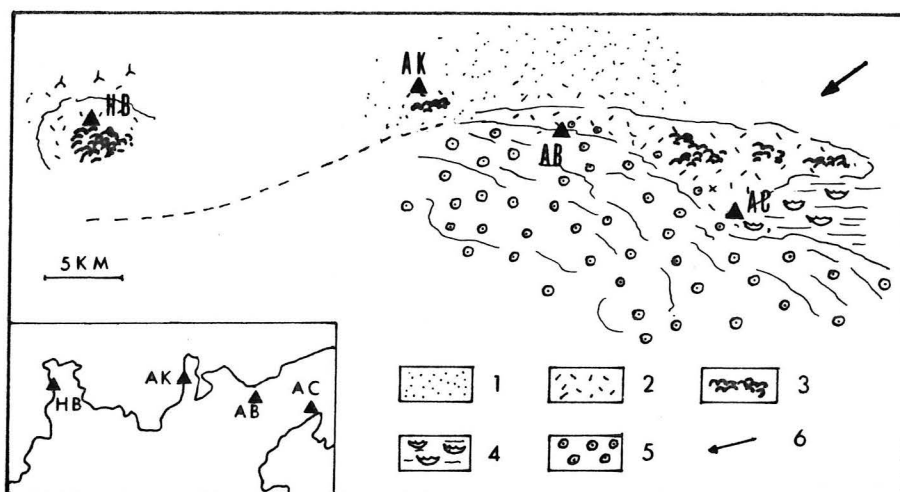


Fig. 47 - Répartition paléogéographique des ensembles sédimentaires lors du dépôt de la séquence principale SIa. 1 - faciès terrigènes 2 - sables bioclastiques 3 - biohermes à madréporaires 4 - biostromes à madréporaires 5 - oosparites (BoB et BoC) 6 - Direction dominante de la houle et des vents.

Dans le dispositif reconstitué, les sables oolitiques occupent la superficie la plus importante. Ils sont disposés en une sorte d'éventail avec une façade N à NW en continuité avec les dépôts terrigènes de plate-forme (région d'Aklim) et une façade NE prolongée distalement par une série de petits récifs coralliens et de bancs sableux bioclastiques (coupe des virages de Maboura) qui abritent les milieux argilo-vaseux à madréporaires (Jbel Achaoun).

Cette différence entre façades avec ou sans bioconstructions à madréporaires peut conduire à la notion de direction des houles et des vents dominants. En effet, dans les dispositifs actuels (Lily Bank, par exemple) comportant

des récifs coralliens et un système oolitique, les bioconstructions sont en général situées sur les bordures "au vent" soumises au flux énergétique des vagues alors que les formations oolitiques sont en position plus interne.

Dans le cas présent, les principales constructions coralliennes sont exposées au NNE et au NE ; la direction dominante de la houle et des vents pourrait, au moins pour l'intervalle-temps considéré, être NNE-SSW à NE-SW. Cette interprétation paraît être confirmée par deux arguments : d'une part, la présence des niveaux plus ou moins argileux à madréporaires isolés, en position "sous le vent" derrière les bioconstructions et d'autre part, la direction générale des plans de litage oblique N100 à 120 des dunes et barres oolitiques perpendiculaires à la direction de la houle.

E - CONCLUSION.

Les sédiments carbonatés de la bordure de la plate-forme correspondent pour l'essentiel à des sables soit oolitiques, les plus abondants, soit bioclastiques riches en débris de madréporaires.

Les sédiments oolitiques se sont accumulés pendant l'épisode carbonaté de base sous forme de lobes d'épandage et de dunes sous-marines dans un système qui, sous certains aspects seulement, rappelle les deltas oolitiques du Golfe Persique, la surface d'affleurement étant trop limitée pour conclure avec certitude d'autant plus que le cadre morphostructural est sensiblement différent. Lors des périodes de sédimentation terrigène les sables oolitiques ont constitué des barres et des cordons sous-marins plus ou moins étalés. Dans ces milieux oolitiques la macrofaune et la microfaune autochtone sont quasiment inexistantes.

Les madréporaires ont selon les cas, édifié des petits biohermes (pâtés coralliens) ou se sont organisés en biostromes à colonies plus lâches ou enfin se sont installés dans des milieux protégés à sédimentation vaseuse. De leur démantèlement sont issus des sables bioclastiques plus ou moins évolués, déposés soit entre les bioconstructions (cas des biohermes) soit un peu plus loin pour former des cordons ou des bancs sableux dont la partie supérieure a tendance à s'indurer précocement. La macrofaune vivant dans les milieux coralliens est très variée ; les organismes les plus fréquents appartiennent aux lamellibranches, échinides, bryozoaires, annélides et calcisponges. La microfaune, plus discrète, comporte des foraminifères : lenticulines, épistomines et Tubiphytes accompagnés accessoirement de Conicospirillina basiliensis, Bullopore tuberculata, Placopsilina et de nubéculaires. La flore est quasiment inexistante à l'exception de quelques très rares articles de Boueina. La microflore par contre est présente avec les croûtes cryptalgaires, les girvanelles et Bacinella-Lithocodium.

III - LES MILIEUX DE PLATE-FORME INTERNE.

Les dépôts carbonatés de plate-forme interne sont assez peu développés dans les Grès de Beni Ourimeuch, ils correspondent essentiellement aux divers "niveaux-repères" intercalés dans les grès du secteur Jbel Achaoun, Jbel Massil et Jorf el Abiod.

Ces calcaires à dominante micritique, assez identiques à ceux de la Formation de Mechra Klila sus-jacente, préfigurent la sédimentation carbonatée boueuse de la fin du Jurassique.

A - LES FACIES.

Trois principaux types de faciès caractérisent les dépôts de plate-forme interne.

1 - Les micrites et micrites argileuses.

Présent dans tous les niveaux-repères, ce faciès se présente à l'affleurement en bancs réguliers de quelques décimètres, de couleur grise à blanchâtre en patine et gris-bleuté en cassure.

Ces micrites, d'une très grande monotonie, sont caractérisées par la rareté des éléments figurés (inférieurs à 5%), parmi lesquels on peut citer des foraminifères (Alveosepta jaccardi, Everticyclammina virguliana), des valves d'ostracodes, des pièces d'ophiures et des coquilles très fines de lamellibranches.

La fraction terrigène silicoclastique (0 à 20%) est représentée par des grains de quartz anguleux de la taille des silts ou des sables fins.

2 - Les biopelmicrites à lituolidés.

Constamment associé aux micrites précédentes, ce faciès se rencontre sous forme de bancs pluridécimétriques, très bioturbés, dont le toit comporte fréquemment des figures thalassinoïdes.

De texture wackestone à packstone, le microfaciès est caractérisé par l'abondance des péloïdes et des bioclastes.

Les péloïdes correspondent à des grains généralement arrondis, un peu plus sombres que la matrice micritique. Leur origine est diverse : certains de forme ovoïde allongée résultent de la micritisation totale ou partielle des foraminifères (Alveosepta), d'autres de section circulaire sont vraisemblablement d'origine fécale et d'autres encore, de forme plus quelconque, correspondent à des intraclastes formés par remaniement partiel des sédiments du fond.

Les bioclastes les plus abondants sont les foraminifères avec Alveosepta jaccardi, des pseudocyclammines (P.gr.parvula-muluchensis), quelques everticyclammines, des miliolites et des valvulines. Le reste de la microfaune est composé de valves d'ostracodes souvent non dissociées. La microflore,

en général peu abondante, est représentée par Heteroporella lemmensis et par Trinocladus. Les gastéropodes, parfois très nombreux, les échinodermes (radioles d'échinides et sclérites d'ophiures) et les lamellibranches forment l'essentiel de la macrofaune.

Le quartz, en grains anguleux de la taille des silts ou des sables fins, peut atteindre jusqu'à 20% du volume total du sédiment.

La matrice est micritique, partiellement dolomitisée en petits cristaux xénomorphes ou en petits rhomboèdres.

3 - Les bioomicrites à oolites superficielles.

Ce faciès peu fréquent n'a été rencontré que dans le banc de base du dernier repère carbonaté des Jbel Achaoun et Massil. Il est caractérisé par la présence d'oolites très particulières, connues actuellement dans certains milieux lagunaires.

Ces grains cortiqués ont une taille comprise entre 0,15 et 0,5 mm. Les nucleus les plus fréquents sont des pellets, des péloïdes, des bioclastes (notamment des ostracodes) et des grains de quartz. Le cortex de couleur ambrée ou brune est constitué d'une couche fibroradiée de 30 à 50 microns d'épaisseur. Lorsque le nucleus est sphérique ou ovoïde, l'enveloppe corticale est régulière ; par contre, lorsque le nucleus est allongé (valves d'ostracodes) le cortex est asymétrique, très mince sur le côté le plus plat et plus développé sur la partie bombée. Les gros bioclastes et les grands foraminifères ne sont pas oolitisés ; il semble donc qu'au delà d'une certaine taille (environ 0,5 mm) le concrétionnement ne puisse se faire.

Des oolites asymétriques de ce type ont été observées dans les dépôts de la Laguna Madre le long de la côte est du Texas (Freeman, 1962) et dans la lagune de Khor Odaïd sur la côte orientale de la presqu'île de Qatar (oolites de type gamma de Purser, *in* Purser, 1980, t.I, fig. 9C, p. 16). L'aspect asymétrique du cortex semble indiquer qu'au moment du concrétionnement, le nucleus devait être stabilisé, l'accroissement cortical s'effectuant surtout sur la face supérieure du grain. La stabilité des grains sur le fond nécessite des conditions d'énergie extrêmement basses qui sont réalisées dans les milieux très protégés comme les lagunes.

B - ARRANGEMENT SEQUENTIEL ET ORGANISATION DE L'ENVIRONNEMENT.

La faible représentation des dépôts de plate-forme interne ne permet pas de faire une étude approfondie de l'agencement séquentiel des différents faciès. Toutefois en considérant le niveau-repère supérieur (le plus épais, 7,5 à 12,5 m) dans le secteur correspondant aux flancs nord et sud du synclinal de Taforalt (voir fig. 12), on note l'existence de 3 séquences élémentaires avec dans chacune d'elles la succession suivante : marnes grises → micrites grises → biopelmicrites à lituolidés.

Dans chaque cas, l'évolution verticale des faciès est progressive, elle ne traduit en réalité que des variations très minimes dans un contexte général qui change peu : modification de la valeur de l'apport argileux, augmentation du volume sableux par élévation de la productivité biologique.

L'environnement général de dépôt correspondait à une vasière à sédimentation essentiellement, voire exclusivement, boueuse (importance de la matrice micritique), à fond régulier (les séquences élémentaires se suivent sur plusieurs dizaines de km) et dont la profondeur était compatible avec la vie des algues photophiles.

LA SEDIMENTATION TERRIGENE

A - LA PLATE-FORME EXTERNE.

Les dépôts de plate-forme externe se caractérisent par leur nature essentiellement argileuse, argiles et marnes vertes intercalées de bancs décimétriques de grès verts et roux et surtout par leur position toujours basale dans les séquences par rapport aux sédiments caractéristiques de la bordure.

1 - Les argiles vertes et les marnes sableuses - faciès PeA.

A l'affleurement, ces dépôts correspondent aux niveaux tendres, très souvent recouverts par les éboulis. Dans les bonnes conditions d'observation, ils apparaissent le plus fréquemment sous un aspect assez homogène (surtout les argiles) ou bien très finement lités (marnes sableuses).

Du point de vue faciès, argiles vertes et marnes sableuses ne diffèrent que par la valeur du rapport argile-quartz.

La microfaune et la macrofaune sont quasiment inexistantes à l'exception de quelques lenticulines et de traces de bioturbation qui perturbent le litage des marnes sableuses.

2 - Les grès fins lités, verts, ocres ou roux - faciès PeB.

Ils forment des bancs durs, décimétriques à pluridécimétriques, intercalés ou superposés aux argiles et aux marnes sableuses du faciès précédent.

Le litage est, en règle générale, horizontal avec de très fines lamines planes parallèles ; dans certains cas cependant, la partie sommitale des bancs montre un microlitage oblique entrecroisé correspondant à des rides de courant.

Microfaciès.

Du point de vue granulométrique, les grains anguleux, de taille comprise entre 100 et 150 microns, sont bien classés et constituent 50 à 60% du volume total du sédiment.

La phase granulaire est essentiellement quartzeuse (80 à 90%) avec des minéraux accessoires : plagioclases (5 à 15%) fréquemment altérés en séricite, muscovite en plaquettes, glauconie et minéraux lourds (zircon, tourmaline et sphène).

A l'exception de la bioturbation qui altère parfois le litage et de quelques débris de coquilles, en base de banc (petits lamellibranches notamment), la macrofaune et la microfaune sont quasiment inexistantes.

La phase matricielle, de nature variable, peut être :

- calcitique ou dolomitique, plus ou moins chargée de produits ferrugineux qui donnent à la roche sa couleur rousse ou ocre ;
- siliceuse, sous forme d'une auréole autour des grains de quartz détritiques, dont le contour est encore parfois visible car la silice secondaire est impure et fréquemment chargée de calcite résiduelle ;
- argileuse, avec des produits phylliteux provenant en grande partie de l'altération des feldspaths.

B - LA PLATE-FORME LITTORALE.

La sédimentation terrigène y est extrêmement monotone, les faciès gréseux ou argilo-gréseux sont peu variés.

1 - Les grès verts, blanc-jaunâtre ou roses - faciès PLA.

C'est de loin le faciès le plus commun ; il correspond à l'essentiel des masses gréseuses des séquences SIII et SIV et aux grosses barres de la séquence SIII du secteur du Jorf el Abiod.

A l'affleurement, ces grès présentent deux aspects principaux :

- grès massifs, très homogènes qui semblent, à première vue, complètement dépourvus de litage. En surface polie pourtant, on peut dans certains cas observer des laminations planes horizontales, très fines, à peine visibles. Il faut donc supposer qu'à l'affleurement, l'absence de litage dans les gros bancs massifs, épais de plusieurs mètres parfois, n'est peut-être qu'une apparence et qu'un litage, même fruste, puisse exister ;
- grès massifs finement lités à lamines planes, rassemblées en lits non granoclassés fréquemment soulignés par des différences de couleur dues à des variations de la teneur en produits ferrugineux dans le liant ;
- grès à litage oblique, en faisceaux de lits à concavité tournée vers le haut et surface d'érosion plane.

Microfaciès.

Il diffère assez peu du précédent d'un point de vue minéralogique : 80 à 90% de quartz, 5 à 15% de feldspaths, glauconie toujours présente et cortège identique des minéraux lourds (tourmaline, zircon, sphène).

La taille moyenne des éléments est, par contre, très légèrement supérieure, comprise entre 130 et 200 microns.

La phase matricielle, le plus souvent carbonatée, est parfois siliceuse et très rarement argileuse.

De façon générale, la macrofaune est rare ; elle peut-être cependant abondante dans certains niveaux où sont concentrées des coquilles de gastéropodes et de lamellibranches. D'autre part, au sommet de certains bancs, abondent des terriers ayant grossièrement la forme d'une sphère d'un centimètre de diamètre, ou bien de deux sphères superposées dont l'embouchure aplatie est entourée de traces disposées en étoile ; ces cavités sont attribuées à des perforations de lithodomes.

Quelques empreintes de végétaux indéterminables ont également été relevées en surface de banc.

2 - Les grès roux, fins à moyens, à litage oblique - faciès PIB.

A l'affleurement, ces grès, de couleur rousse à brun-noir, montrent des structures de litage toujours très nettement marquées :

- litage oblique entrecroisé à faisceaux de lamines concaves tronquées au sommet par des surfaces d'érosion planes ;
- litage oblique plan, à surfaces d'érosion planes, en longs faisceaux réguliers à pente faible, inférieure à 10° et à pendage unidirectionnel.

Microfaciès.

La nature et les proportions relatives des grains sont peu différentes de celles des faciès précédents : quartz (90%), plagioclases altérés, la glauconie et la muscovite étant par contre nettement plus rares.

La taille moyenne des grains est comprise entre 250 et 350 microns, les plus gros pouvant atteindre 0,6 mm. Ils sont de forme très variable, anguleuse à subanguleuse, avec des arêtes émoussées ou subarrondie à arrondie.

Le classement est moins bon en raison de la présence de gros grains.

La faune est peu abondante, représentée seulement par des radioles d'oursins, coquilles de lamellibranches et gastéropodes toujours dolomités.

Le liant, calcitique ou dolomitique, est plus ou moins chargé de produits ferrugineux, ce qui donne sa couleur rousse caractéristique à la roche.

C - LE DOMAINE MARGINO-LITTORAL.

1 - Les grès argileux verdâtres en plaquettes et les argiles gréseuses vertes feuilletées - faciès DmlA.

Ces niveaux ont été rencontrés essentiellement dans la séquence principale SIIIb du secteur du Jbel Achaoun. Ils constituent les interbancs des grès à litage oblique avec lesquels ils passent verticalement de façon

continue (cas le plus fréquent) ou par l'intermédiaire d'une surface ravinante.

Le litage plan horizontal est très apparent, avec des lits parallèles granoclassés, millimétriques à pluricentimétriques, comportant des lamines gréseuses à la base et argileuses au sommet ; ce motif simple pouvant se répéter sur plusieurs mètres d'épaisseur. Des bancs décimétriques, très durs, de grès dolomitiques verdâtres peuvent s'intercaler dans ces niveaux argilo-gréseux.

Aucun organisme n'a été observé dans ces sédiments, si ce n'est les quelques empreintes de végétaux et la bioturbation qui dérange parfois le litage.

2 - Les grès, grès argileux et argiles sableuses de couleur verte ou rouge - faciès DmlB.

Ces faciès concernent uniquement la séquence SIIIc du Jbel Achaoun et du Jorf el Abiod. A l'affleurement, ils passent de l'un à l'autre, verticalement et latéralement, selon une disposition approximativement lenticulaire.

Les grès se présentent sous plusieurs aspects :

- lentilles d'extension plurimétrique et de quelques décimètres d'épaisseur, ravinant les marnes sous-jacentes, à litage en auge typique de remplissage de chenal, dont la base est parfois tapissée de petits galets d'argiles ou de grès ;
- bancs lenticulaires verdâtres, plus durs, de plusieurs dizaines de mètres d'extension et de quelques décimètres à plus d'un mètre d'épaisseur, passant latéralement aux marnes vertes par indentations. Le litage n'est que très rarement visible et dans ce cas il est horizontal ou légèrement oblique ;
- bancs continus, d'aspect massif mais très tendres, de couleur gris-verdâtre, de plusieurs mètres d'épaisseur, sans litage ou avec quelques lits obliques. Les débris végétaux abondent dans ces grès argileux ;
- des niveaux à microstratifications entrecroisées et à structures flaser-bedding de grès et d'argiles vertes.

Les argiles vertes ou rouges sont des dépôts assez homogènes, en position latérale ou en interbancs dans les grès et grès argileux.

La macrofaune et la microfaune sont très rares, par contre la flore est assez bien représentée par des empreintes de tiges ou de feuilles. Dans des niveaux équivalents, au Ras Asfour en Algérie occidentale, à une cinquantaine de kilomètres au SE, G. Lucas (1942) a déterminé Equisetites, Coniopteris et Sphenopteris.

D - ARRANGEMENT SEQUENTIEL.

1 - Les séquences de plate-forme externe (type A).

Dans la région d'Aklm, la séquence SI (voir fig. 22) montre une succession de séquences élémentaires à deux termes, l'un gréseux et l'autre

argileux, qui donnent à l'ensemble un caractère rythmique très marqué.

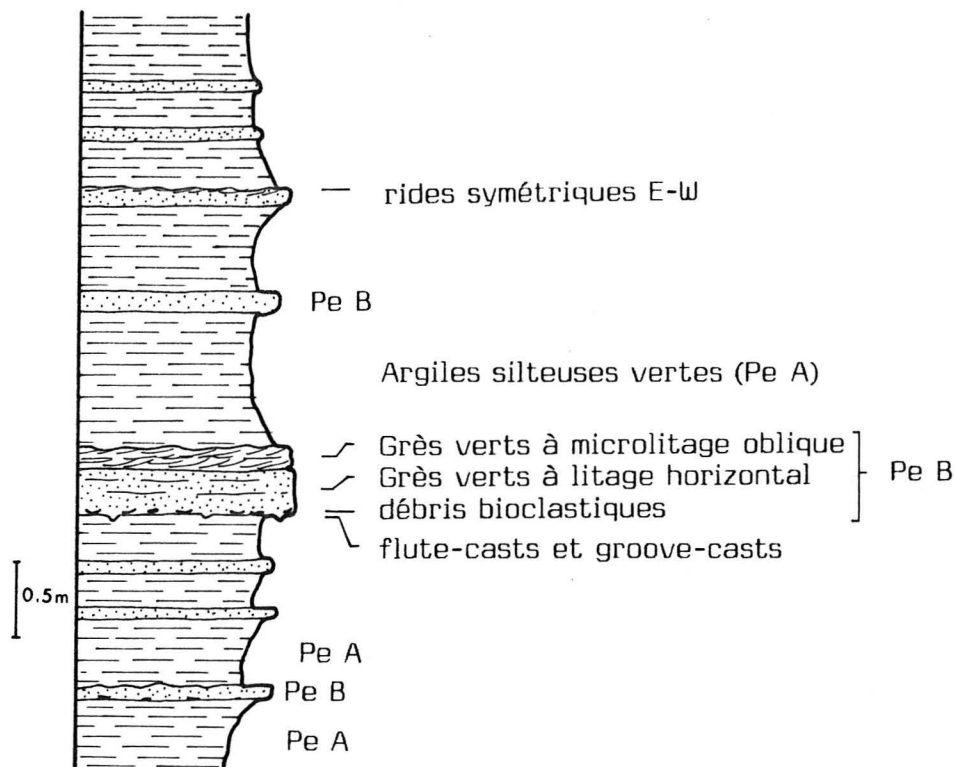


Fig. 48 - Coupe partielle de la séquence SI d'Aklim montrant des séquences de type A

Dans le détail, on peut faire les observations suivantes (fig. 48) :

- le terme argileux comporte des argiles et des argiles silteuses, de couleur verte à jaunâtre, assez homogènes ou plus ou moins feuilletées (faciès PeA) ;
- le terme gréseux, beaucoup plus intéressant, est constitué de bancs compacts de 0,1 à 0,3 m d'épaisseur, de grès fins verts ou roux (faciès PeB). Ils sont limités à la base soit par une surface nette, plate (cas le plus fréquent), soit par une surface portant des figures de semelle de type cannelures d'érosion (groove-casts) ou des petits flute-casts. Dans les premiers centimètres de certains bancs, on note la présence de débris bioclastiques grossiers, notamment des coquilles fragmentées de lamellibranches. A l'intérieur même du banc, le litage, lorsqu'il est visible, apparaît sous forme de fines lamines millimétriques horizontales. Dans la partie supérieure enfin, on observe très fréquemment un litage oblique de petites rides symétriques ou linguoïdes, par ailleurs bien visibles en surface de banc.

Interprétation.

Le régime sédimentaire général est à dominante argileuse entrecoupé de périodes à sédimentation finement sableuse.

Les niveaux gréseux, ou du moins un certain nombre d'entre eux, montrent des caractères que l'on peut résumer ainsi : surface basale nette avec ou sans figures d'érosion, présence occasionnelle de débris bioclastiques grossiers à l'extrême base du banc, laminations internes horizontales, puis obliques au sommet avec rides de courant en surface.

Ce type d'évolution verticale n'est pas sans rappeler la succession A-B-C du terme gréseux des séquences de Bouma, dans lesquelles la présence du terme A serait occasionnelle et les termes B et C les plus fréquents. Les argiles et argiles sableuses pourraient représenter les termes supérieurs D et E.

Même si dans bien des cas, les alternances grès-argiles ne correspondent pas à des séquences de Bouma typiques, il n'en demeure pas moins que quelques-unes d'entre elles, les plus complètes, montrent de grandes ressemblances. De telles séquences traduiraient la décharge de sédiments par un courant de compétence décroissante avec : un terme basal A, un peu plus grossier à débris de coquilles, correspondant au délestage des particules en suspension les plus grossières, un terme B à laminations horizontales traduisant un transport par traction, un terme C à ripple-marks qui témoigne d'un abaissement de l'énergie et enfin un terme final argileux reflétant une décantation en régime de basse énergie.

Dans le cas général, les alternances grès-argiles semblent correspondre à de simples modifications du régime hydrodynamique : la sédimentation s'effectuait habituellement dans des conditions de basse énergie (prépondérance de la phase fine argileuse), pendant de longues périodes, interrompues seulement par des périodes d'énergie plus élevée au cours desquelles s'est mis en place le matériel sableux par l'intermédiaire, soit de courants de suspension (cas le plus rare), soit de courants de traction (cas le plus fréquent).

Quels sont les phénomènes responsables des variations du niveau d'énergie dans ce milieu habituellement calme ? Deux types principaux peuvent être invoqués :

- des courants de turbidité liés à un déséquilibre sur une pente sédimentaire. De tels courants ont été invoqués par Elmi et Benest (1978) pour expliquer la mise en place des "Argiles de Saïda", formation à caractère rythmique flyschœide d'Algérie occidentale ayant pour équivalent au Maroc, la formation sous-jacente aux Grès des Beni Ourimeuch. Dans notre cas, aucun indice d'une pente ou de formes en relief suffisante, n'a été relevé dans le secteur. Ce type de phénomène me paraît devoir être écarté ;
- des courants liés à des tempêtes. Dans l'étude consacrée à la sédimentation carbonatée, j'ai évoqué plusieurs fois une mise en place possible de dépôts par les tempêtes. Ces phénomènes catastrophiques exceptionnels relativement fréquents, même à l'échelle humaine, ont été reconnus dans les dépôts anciens : Brenner et Davies (1973) "storms lags" de l'Oxfordien du Wyoming et du Montana, Kelling et Mullins (1975) "storms deposits" du Carbonifère

du Maroc, Aigner (1979) "schill tempestite" du Muschelkalk allemand, etc... Dans les sédiments actuels C.H. Nelson (1982) utilise les termes de "mimic of Bouma sequence and turbidite systems" à propos des dépôts de tempêtes du plateau de la Mer de Bering (Alaska).

En conclusion, l'interprétation retenue est celle d'une sédimentation en milieu de plate-forme externe, de type vasière calme, peu profonde à fond argilo-vaseux, épisodiquement perturbée par des arrivées sableuses en suspension ou tractées par des courants de forte compétence résultant de phénomènes de tempêtes.

2 - Les séquences de passage plate-forme externe-plate-forme littorale par l'intermédiaire d'une bordure carbonatée (type B).

Les passages verticaux de ce type, généralement très fréquents sur l'ensemble du secteur d'étude, peuvent être illustrés par 2 séquences relevées à la base du membre gréso-argileux (SIII), au Jorf el Abiod (fig. 49).

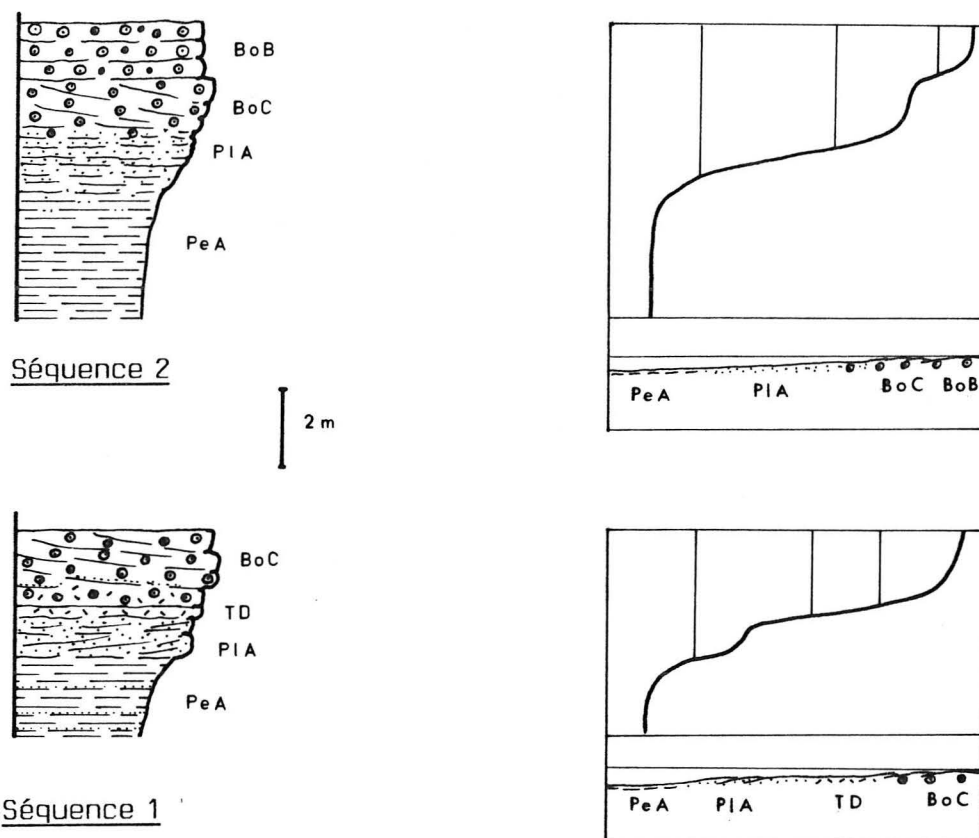


Fig. 49 - Exemple de séquences élémentaires (type B) montrant le passage de la plate-forme externe à la bordure carbonatée (à l'affleurement ces 2 séquences sont directement superposées dans la séquence majeure SIII de la coupe du Jorf el Abiod).

Dans la séquence 1, sur une épaisseur totale de 5,2 m, s'observe la succession des faciès suivants :

- des argiles vertes (PeA), assez homogènes, intercalées de niveaux pluricentimétriques grés-argileux ;
- des grès roux (PIA), très durs, à litage oblique de type foresets ;
- des biosparites grossières (TD), à débris usés d'échinodermes (crinoïdes et oursins), madréporaires et lamellibranches, organisées en lits pluricentimétriques à granoclassement normal. Le contact inférieur avec les grès sous-jacents est net, plat et non ravinant. Vers le haut, on passe très progressivement à des bioosparites devenant de plus en plus riches en oolites ;
- des oosparites (BoC), en faisceaux de lits obliques d'oolites bien calibrées intercalés fréquemment, surtout vers la base, de lits ou de lentilles de grès roux à noirâtres.

La séquence 2 présente, avec la précédente, des caractères semblables mais aussi quelques différences :

- les argiles vertes de base (PeA), très bien développées, passent progressivement à des grès verdâtres argileux, puis à des grès jaunâtres (PIA), à liant calcaire, à litage horizontal ou subhorizontal, s'enrichissant progressivement vers le haut en oolites ;
- les oosparites débutent par des niveaux à litage oblique (BoC) où alternent des feuillets centimétriques à grosses oolites (taille moyenne d'1 mm), bien calibrées, à nucleus de quartz et des feuillets millimétriques de petites oolites à enveloppes corticales peu épaisses et nucleus de quartz. Les oosparites non litées de fin de séquence (BoB) sont constituées d'oolites de toutes tailles, ovoïdes ou sphériques, à nucleus quartzeux ou bioclastiques.

Interprétation.

Dans les 2 cas, ce sont des séquences de comblement de type coarsening-up, qui traduisent une diminution de la profondeur et une augmentation du degré d'agitation.

Dans les deux cas, les argiles vertes caractérisent les dépôts de la vasière externe.

L'organisation verticale des sédiments, qui succèdent aux argiles vertes, correspond à 2 modes sensiblement différents de passage du milieu de plate-forme externe à la bordure (fig. 49, colonne de droite).

Dans la séquence 1, les grès à litage oblique (PIA) sont les dépôts d'une zone d'accrétion sableuse avec rupture de pente, qui raccorde la vasière externe à la bordure carbonatée. Les biosparites (TD) correspondent à des épandages de sables transportés par des courants de compétence variable (granoclassement) et les oosparites à litage oblique (BoC) à des accumulations de type dunes ou barres sous-marines très peu profondes.

Dans la séquence 2, la succession argiles vertes-grès argileux-grès calcaires à litage subhorizontal (PIA) indique que le passage vasière-bordure se fait très progressivement, sans rupture de pente. Les oosparites à litage oblique (BoC) ont la même signification que précédemment (dunes sous-marines)

et les oosparites sommitales (BoB), plutôt mal calibrées correspondant vraisemblablement à des dépôts de milieu oolitisant.

Ces deux séquences montrent donc deux aspects sensiblement différents du passage de la plate-forme externe à la bordure de la plate-forme littorale, l'un avec rupture de pente et l'autre progressif.

3 - Les séquences de passage plate-forme externe-plate-forme littorale sans bordure carbonatée (type C).

Les séquences élémentaires caractérisant ce type de passage se rencontrent dans toutes les séquences majeures à dominante terrigène (SII à SIV). Relevé à la base de la séquence SII (voir fig. 16), l'exemple de la figure 50 montre la succession typique des faciès terrigènes à laquelle s'ajoute exceptionnellement, un terme carbonaté de plate-forme interne qui achève l'évolution. On y observe de bas en haut :

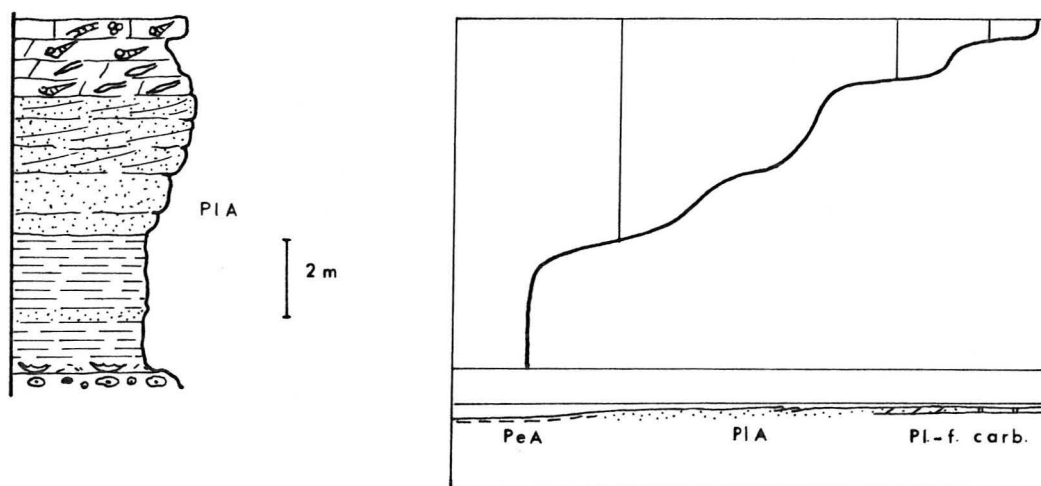


Fig. 50 - Séquence élémentaire (type C) montrant le passage de la plate-forme littorale sans bordure carbonatée (base de la séquence majeure SII du Jbel Achaoun).

- des argiles vertes avec, à l'extrême base, des petites colonies dispersées de madréporaires cupulaires ou branchus qui disparaissent très rapidement par envasement du milieu ;
- des grès fins, blancs à verdâtres à liant calcaire, disposés en bancs massifs à litage interne apparemment horizontal ou très faiblement incliné ; ces grès sont typiques du faciès PlA ;
- des grès fins, de même nature que les précédents mais organisés en bancs à litage interne oblique concave, de type barre sous-marine ;
- des dolomies gréseuses très friables, riches en coquilles de gastéropodes et de grands lamellibranches dont les valves non dissociées sont simplement couchées ;
- enfin, des biomicrites (packstone) à très nombreux débris de dasycladales (*Trinocladus* surtout et *Heteroporella lemmensis*) et à foraminifères benthiques (*Alveosepta*).

Interprétation.

L'évolution séquentielle s'effectue dans le sens du comblement avec, à la base, les argiles de la vasière externe (PeA) dont la profondeur devait être, au moins au départ, compatible avec la vie de quelques colonies de madréporaires.

Les grès fins correspondent aux sables de la plate-forme littorale, organisés en nappes ou épandages réguliers, étalés (grès à litage horizontal) et en barres ou bancs sous-marins progradants (grès à litage oblique) qui, dans certains cas, peuvent isoler temporairement des zones abritées, à l'écart des arrivées terrigènes, où s'instaure un régime sédimentaire de vasière carbonatée, à fonds boueux, propice au développement d'algues à dasycladales.

4 - Les séquences de passage de la plate-forme littorale à la zone d'estran (type D).

On les rencontre fréquemment dans la séquence majeure SIII de la coupe du Jorf el Abiod et surtout dans celle du Jbel Mrhiris qui a fourni l'exemple de la figure 51. Dans chaque séquence élémentaire, on observe la succession des faciès suivants: argiles vertes (PeA) → grès fins à litage horizontal ou oblique (PIA) → grès moyens à litage oblique (PIB)

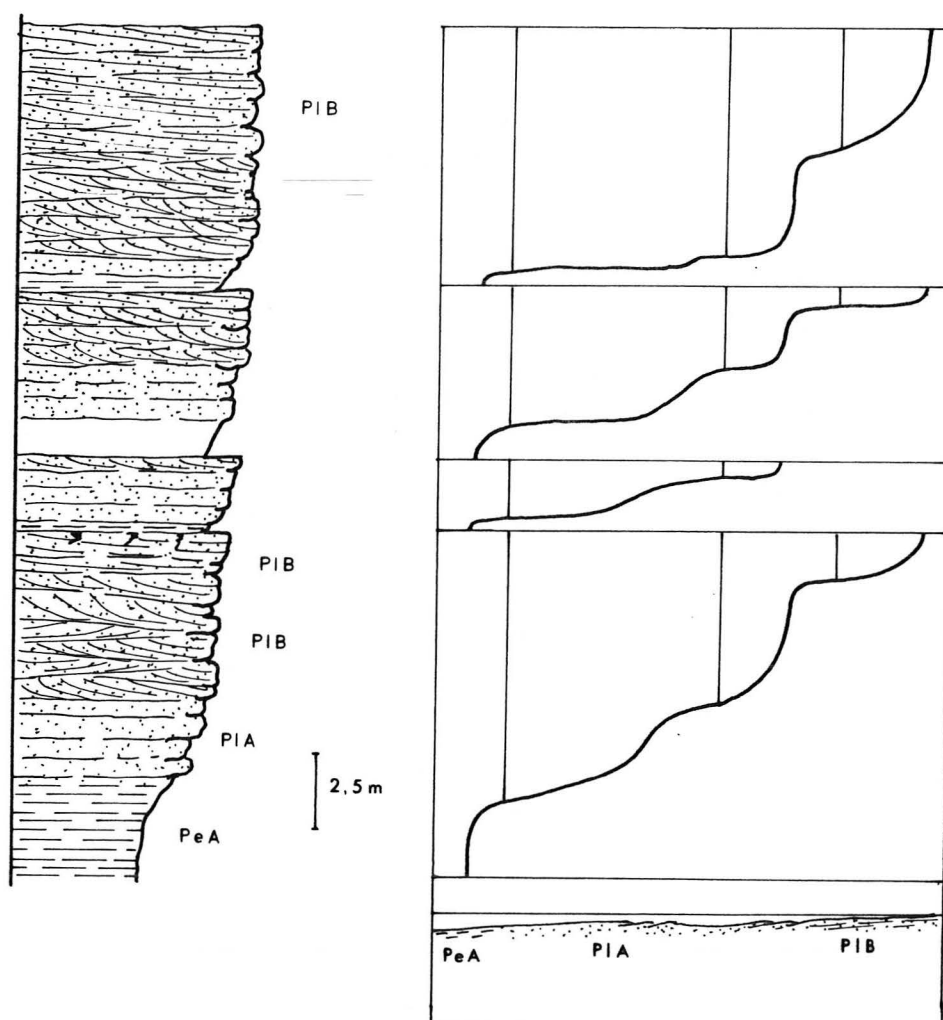


Fig. 51 - Exemples de séquences élémentaires de plate-forme littorale (type D) - Partie supérieure de la coupe du Jbel Mrhiris.

Les deux premiers termes sont classiques et correspondent à des dépôts typiques de plate-forme externe et littorale. Le terme supérieur à faciès gréseux plus grossier est caractérisé par des structures de litage dont la nature varie de la base au sommet, avec d'abord des faisceaux de 0,3 à 0,5 m d'épaisseur, à grands feuilletés de 1 à 1,5 m de longueur, à concavité tournée vers le haut, tronqués par des surfaces planes, puis des faisceaux de lits plans d'extension plurimétrique à décimétrique, dont la pente toujours assez faible (inférieure à 10°) est dirigée NNE à NE, dans ce secteur. Au sommet de la première séquence, le litage est partiellement détruit par la bioturbation et par des terriers de type thalassinoïde.

Interprétation.

Ces séquences de comblement, de type coarsening-up, traduisent une diminution de la profondeur et corrélativement une augmentation du degré d'agitation. Les sables moyens à litage oblique correspondent aux dépôts d'une zone côtière très agitée (le "nearshore" des anglo-saxons), organisée en un système de mégarides ou de barres pouvant donner par coalescence des cordons littoraux qui se prolongent vers l'intérieur par une zone d'estran en pente douce orientée vers le large.

5 - Les séquences du domaine margino-littoral (type E).

Elles sont bien représentées dans les séquences principales SIIIb et SIIIc de la coupe du Jbel Achaoun ; deux types principaux peuvent être distingués : les séquences de lagunes à affinités marines et les séquences de vasière à affinités fluviatiles.

a) Les séquences margino-littorales à affinités marines (type E1).

Dans une succession de 2 unités décimétriques s'observe de bas en haut (fig. 52) :

- des dolomies cristallines à fantômes d'oolites et de radioles d'oursins, en bancs ou lentilles à litage oblique ;
- des grès argileux et argiles sableuses verdâtres, finement litées, se débitant en plaquettes millimétriques à centimétriques ;
- des grès massifs, blanc-jaunâtre à roux, à litage oblique entrecroisé passant à nouveau à des grès argileux en plaquettes ou à flaser-beddings puis à des argiles vertes plus ou moins sableuses.

La troisième unité débute de la même façon par des dolomies cristallines surmontées de grès argileux et d'argiles sableuses. Ces dernières sont ravinées par un niveau gréseux lenticulaire chenalisé, qui passe progressivement vers le haut, à des argiles sableuses vertes, puis à des marnes grises peu quartzeuses et à des micrites (mudstone) contenant quelques A. jaccardi et des brachiopodes.

Interprétation.

Les oobiodolosparites de base marquent une ouverture sur le milieu marin franc. Les grès argileux en plaquettes et les argiles sableuses sont des dépôts mis en place par décantation dans des conditions d'énergie habituel-

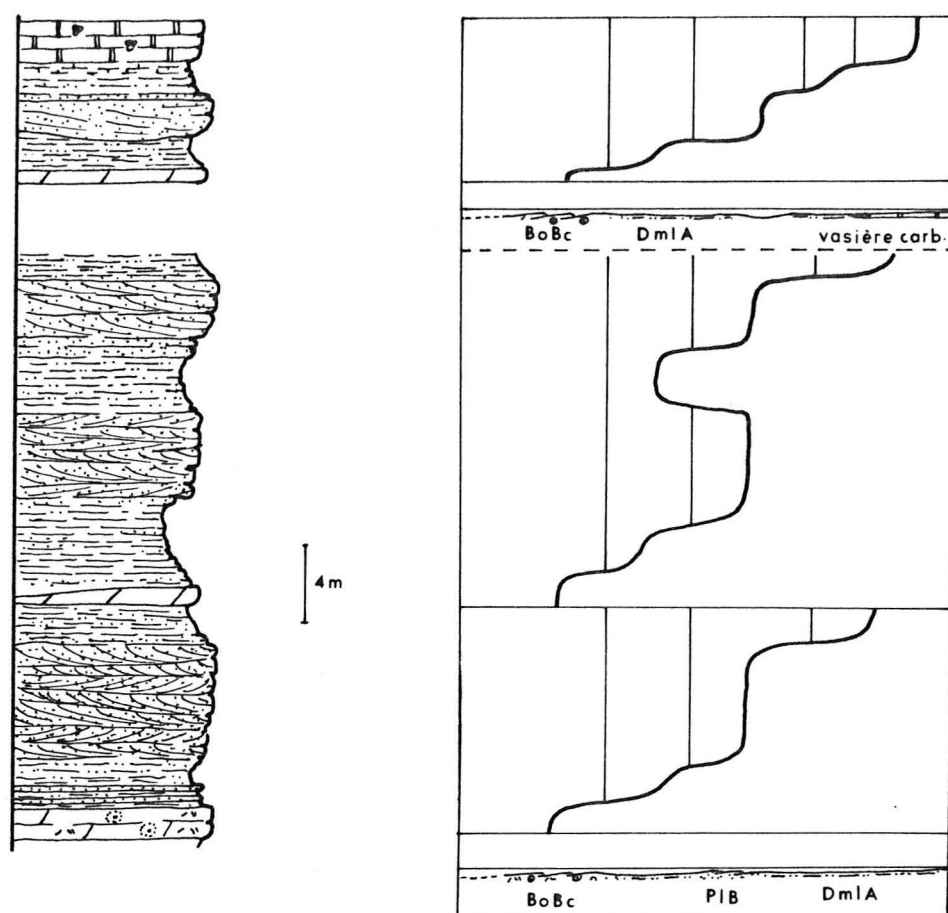


Fig. 52 - Exemples de séquences margino-littorales de lagune à affinités marines (type E1). Coupe du Jbel Achaoun (SIIIb partielle).

lement calme d'environnement protégé qui, lorsque les arrivées terrigènes diminuent ou cessent, peut évoluer en vasière carbonatée suffisamment ouverte aux influences marines pour permettre la vie d'organismes tels que les brachiopodes.

Les grès à litage oblique correspondent à des accumulations sableuses interprétées soit comme des petites barres ou cordons sous-marins liés à l'action des courants de vagues, soit comme des barres d'embouchure édifiées au droit de petits distributeurs tel que celui de la troisième séquence.

Un tel type d'environnement pourrait être réalisé dans un contexte de baie plus ou moins ouverte, en partie protégée par une barre ou une série de barres pouvant isoler des zones calmes "inter-barres" et des aires plus étendues situées en arrière.

b) Les séquences margino-littorales à affinités fluviales (type E2).

Dans une petite coupe située le long de la route qui mène à Taforalt, au pied du Jbel Israne, on peut observer le passage des niveaux équivalents à ceux qui viennent d'être décrits aux argiles et aux grès argileux rouges et verts de la séquence principale SIIIc. Sur une vingtaine de mètres de large et sur environ 12 m d'épaisseur s'observe (fig. 53) :

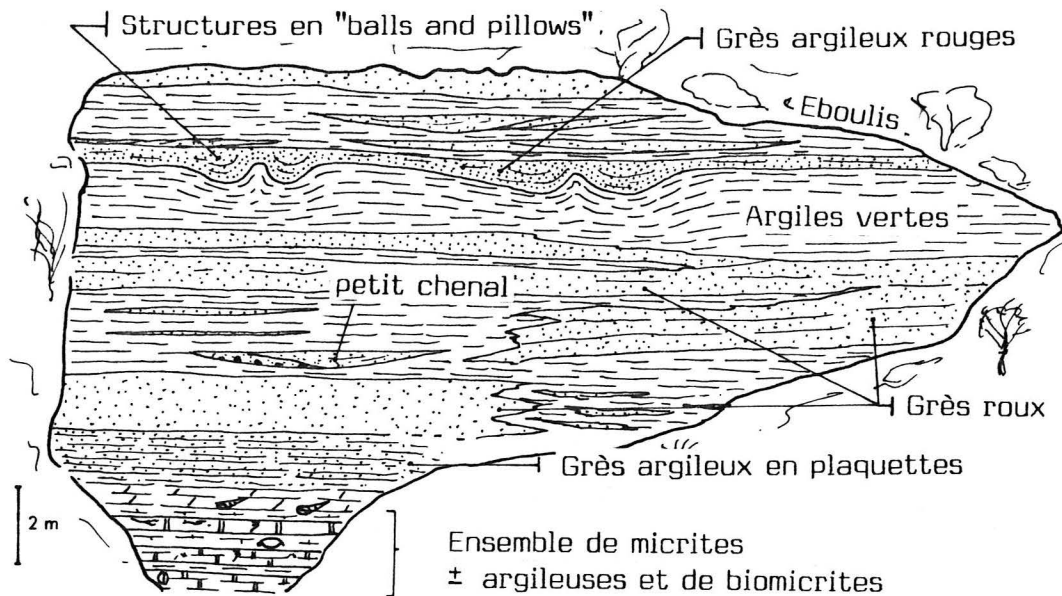


Fig. 53 - Organisation des dépôts en domaine margino-littoral.
Coupe de la base de la séquence SIII, au pied du Jbel Israne
(flanc nord des Beni Snassen).

- les niveaux micritiques, plus ou moins argileux, à *A. jaccardi*, à macrofaune de térébratules, pholades, gastéropodes et à terriers thalassinoïdes ;
- un niveau de grès argileux, à débit en plaquettes, montrant de nombreuses structures flaser-bedding ;
- un banc de grès roux à rougeâtre passant latéralement en quelques mètres à des petits bancs lenticulaires de grès et d'argiles vertes ;
- un ensemble argileux verdâtre ou rouge à lentilles et bancs lenticulaires de grès fins verts ou rouge-brique qui montrent plusieurs types de structures :
 - . des chenaux métriques à base ravinante avec quelques galets arrondis de grès disposés sur le fond ;
 - . des figures de charge en "balls and pillows" liées à des déformations hydroplastiques d'un dépôt sableux dans du matériel argileux ;
 - . des bancs lenticulaires de grès qui passent latéralement aux argiles en "s'effilochant" ;
 - . des microstratifications entrecroisées et des flaser-beddings

Interprétation.

Les micrites et biomicrites de base sont des sédiments de vasière

carbonatée à influences marines. L'ensemble argileux à grès lenticulaires correspond aux dépôts d'une zone à sédimentation de base argileuse, entaillée par de petits chenaux à remplissage sableux et accidentée de bancs discontinus de sables fins, d'extension variable, décamétrique à hectométrique qui passent latéralement aux fonds boueux.

Cet ensemble argileux à lentilles et bancs gréseux représente le stade final de l'évolution régressive du domaine margino-littoral. Succédant aux grès argileux et argiles gréseuses de baie plus ou moins ouverte (type E1), ces vases argileuses vertes et rouges et ces bancs de sables peuvent être interprétés comme des dépôts protégés de fond de baie ou de lagune où les influences marines ne sont plus que très discrètes et les influences fluviales de plus en plus marquées.

E - ORGANISATION GENERALE DES MILIEUX DE DEPOT.

La répartition latérale des différents domaines sédimentaires a déjà largement été évoquée lors de l'étude du profil-type ; on peut néanmoins en résumer les principaux caractères et les divers aspects morphologiques.

1 - Caractères généraux.

A l'exception de l'épisode à dominante carbonatée de la séquence majeure SI, la plate-forme se couvre de dépôts terrigènes argilo-vaseux dans les zones calmes, protégées soit par la profondeur (vasière externe) soit par une barrière morphologique (vasière margino-littorale) et de dépôts sableux sur la plate-forme littorale où les processus sédimentaires sont en grande partie contrôlés par l'hydrodynamisme et la valeur du flux terrigène sableux.

A ces dépôts terrigènes sont localement associés des sédiments calcaires à affinités franchement marines (sables oolitiques et bioclastiques et bioconstructions à madréporaires), localisés à la bordure externe de la plate-forme littorale ou à sa frange côtière.

2 - Aspects morphologiques et hydrodynamiques.

Les trois domaines principaux s'organisent selon un motif sédimentaire fondamental : vasière externe-plate-forme littorale sableuse-vasière margino-littorale, à partir duquel on peut définir plusieurs types morphologiques.

La séquence majeure grés-argileuse SIII donne un très bel exemple d'évolution régressive et permet de mettre en évidence trois modalités de passage, des milieux les plus externes jusqu'aux environnements les plus internes. Les coupes de référence sont celles du Jorf el Abiod (fig. 26 et 29), du Jbel Achoun (fig. 17, 19, 29, 52 et 53) et du Jbel Mrhiris (fig. 35 et 51).

a) Plate-forme avec bordure carbonatée et plate-forme littorale très développée.

Un tel dispositif a été réalisé dans le secteur Jorf el Abiod-Aklim (fig. 54).

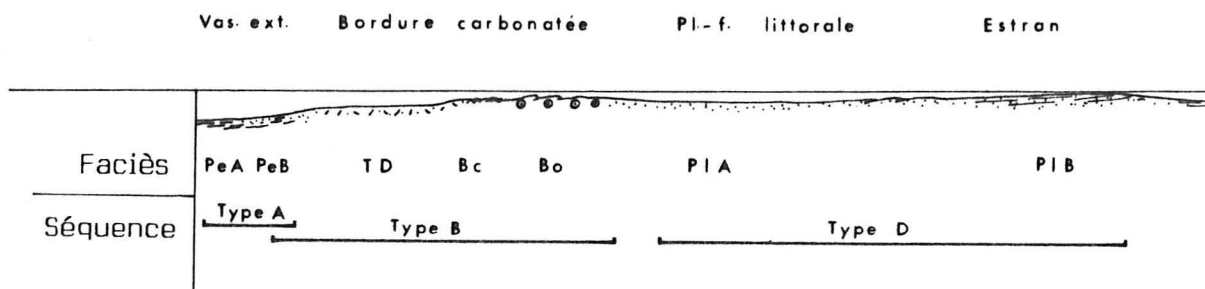


Fig. 54 - Plate-forme avec bordure carbonatée et plate-forme littorale bien développée (la polarité approximative est NW-SE).

- la plate-forme externe est banale, le fond marin est essentiellement argilo-vaseux, perturbé seulement par des apports sporadiques de matériel sableux dont la mise en place serait en rapport avec des phénomènes hydrodynamiques de forte compétence occasionnés par des tempêtes. La profondeur est difficile à évaluer, on peut tout au plus admettre que les vases se déposaient habituellement sous la limite inférieure d'action des vagues ;

- la bordure carbonatée est typique avec ses sables bioclastiques et surtout oolitiques, accumulés en barres ou en bancs très peu profonds, en milieu modérément à fortement agité. Localement, dans des zones temporairement à l'écart de la pollution par les détritiques, les madréporaires ont pu coloniser une partie de la bordure externe mais leur développement est resté toujours assez modeste ;

- la plate-forme littorale, caractérisée par l'importance de la sédimentation quartzo-sableuse, peut être subdivisée en deux domaines distincts :

. une zone à morphologie sous-marine relativement régulière où domine l'action des courants littoraux (courant de dérive notamment). Ceux-ci remobilisent d'importantes quantités de sables propres à partir d'une zone d'émission située au Sud-Ouest des Beni Snassen (voir ultérieurement). Ces sables se déposent finalement sous forme de nappes sableuses étendues, sur des fonds plats ou subhorizontaux qui peuvent être localement accidentés de mégarides ou de petites barres sous-marines ;

. une zone côtière proximale, généralement terrigène à sables propres, mais parfois aussi oolitique, organisée en un système de levées, barres, cordons littoraux et plages sous-marines pouvant évoluer au stade final en île-barrière. Sur cette frange côtière peu profonde, l'action de la houle et des marées crée des conditions d'agitation élevée à très élevée ;

- le domaine margino-littoral, peu accessible dans cet exemple, sera abordé dans le cas suivant.

b) Plate-forme avec bordure carbonatée, plate-forme littorale étroite, en avant d'un domaine margino-littoral bien développé.

L'organisation horizontale déduite de la séquence majeure SIII du Jbel Achaoun (fig. 55), diffère assez sensiblement de celle du dispositif précédent.

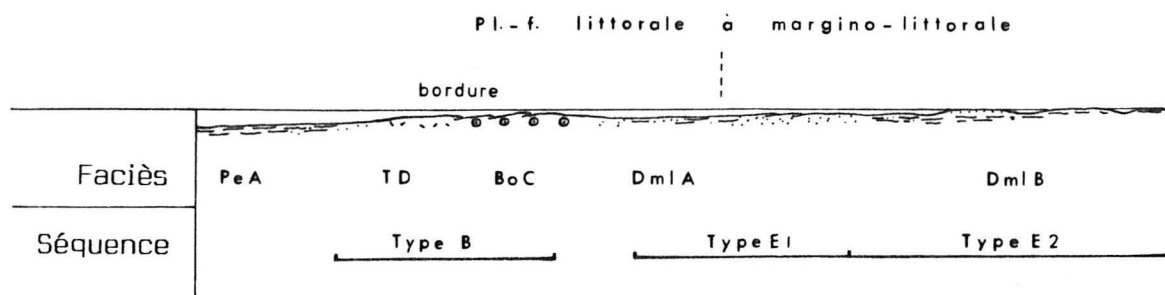


Fig. 55 - Plate-forme avec bordure carbonatée, plate-forme littorale étroite en avant d'un domaine margino-littoral bien développé.

- la vasière externe et la bordure ne montrent aucune particularités notables par rapport à l'exemple précédent ;

- la plate-forme littorale, extrêmement réduite, est caractérisée par un système de levées et de barres sous-marines sableuses qui prolongent vers l'ESE la frange côtière à cordons littoraux et plages bordières du Jorf el Abiod (voir fig. 57) ;

- le domaine margino-littoral, très étendu, se différencie en deux zones qui passent de l'une à l'autre très progressivement :

. la première, de type baie ou lagune semi-ouverte, abritée par les barres littorales. Les sédiments qui s'y déposent sont essentiellement des sables vaseux et des vases sableuses finement litées, parfois réorganisés en flaser-bedding sous l'action des courants de marée. Des sables propres s'accumulent également soit sous forme de levées sous-marines édifiées côté interne (flood tidal delta), au droit d'un chenal de marée (tidal inlet) recoupant la zone des cordons littoraux, soit sous forme de barres d'embouchure mises en place au débouché de petits distributeurs qui se combient de matériel sableux après abandon ;

. la seconde, plus interne et plus abritée, correspond à un milieu de fond de baie ou de lagune à sédimentation boueuse organisée en un système de petits chenaux fluviatiles à remplissage sableux et de bancs sableux correspondant à des dépôts de débordement mis en place lors de période de crue.

c) Cas d'une plate-forme à sédimentation exclusivement terrigène.

Ce cas a déjà été discuté lors de la description des séquences de type D du Jbel Mrhiris (fig. 51).

Du point de vue morphologique (fig. 56), c'est le dispositif le plus simple avec la vasière externe et une plate-forme littorale sableuse comprenant une zone d'accumulation à fonds réguliers, soumis à l'action des courants littoraux et la frange côtière, avec ses barres et cordons littoraux, prolongée par un estran à faible déclivité.

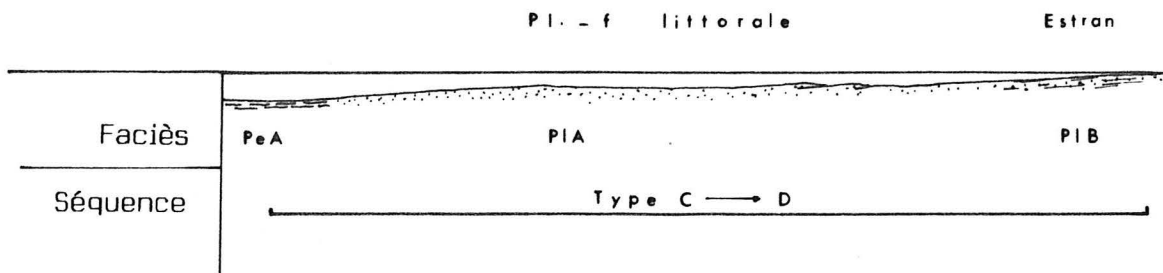


Fig. 56 - Plate-forme simple.

3 - Répartition paléogéographique des milieux de dépôts : exemple de la séquence majeure SIII.

De façon très schématique, on peut donner une image théorique mais qui illustre bien l'organisation générale du dispositif réalisé dans le secteur des Beni Snassen (fig. 57).

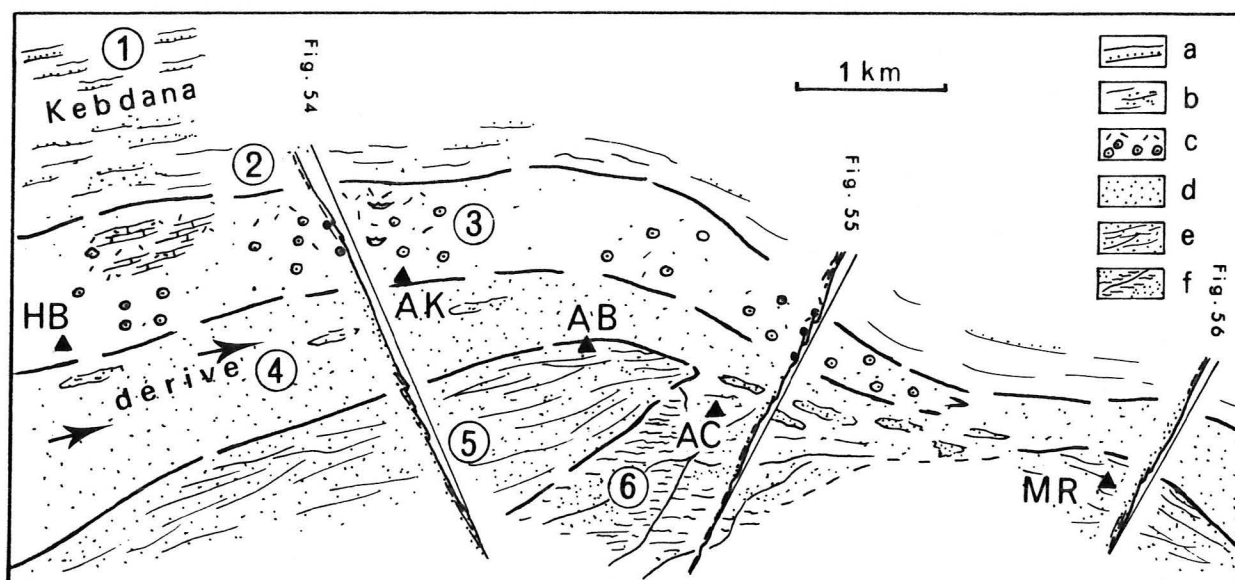


Fig. 57 - Schéma paléogéographique possible lors du dépôt de SIII. a. dépôts rythmiques flyschoides b. argiles vertes et sables fins (PeA-PeB); c. sables oolitiques et bioclastiques (BoC et TD); d. sables fins (PIA); e. sables fins à moyens (PIB); f. argiles, grès argileux et grès (DmlB); HB. Hassi Berkane; AK. Aklim; AB. Jorf el Abiod; AC. Jbel Achaaoun; MR. Jbel Mrhiris.

La géométrie d'ensemble est alignée selon deux directions générales N60-70 et N110-120, qui correspondent en fait aux directions des grandes lignes structurales du socle.

Sur le schéma présenté, six domaines principaux, répartis selon une polarité distale-proximale, ont été distingués :

- le domaine de bassin (1) , localisé à l'extrémité occidentale des Kbdana où se sont mis en place des dépôts rythmiques, à caractères flyschoides, identiques à ceux décrits sous le nom de "ferrysch" par Wildi (1981) dans le Rif externe ;
- la vasière externe (2) , qui fait la transition entre le bassin et la plate-forme littorale ;
- la bordure de la plate-forme (3) , localisée au secteur d'Hassi Berkane et d'Aklim, est une zone à morphologie accidentée, peu profonde où interfèrent sédimentations sableuses carbonatée et terrigène ;
- la plate-forme littorale terrigène (4) , plus ou moins large, axée sur le flanc nord des Beni Snassen occidentaux, se caractérise par des fonds relativement réguliers où s'accumulent des sables fins, redistribués par les courants à partir d'une zone d'émission installée au SW dans le secteur Guercif-Taourirt ;
- la frange côtière (5) , à morphologie très accidentée par un système de barres et cordons sous-marins prolongé, côté interne, par un estran dont la partie supérieure émerge, le tout constituant un dispositif d'île-barrière ;
- une zone margino-littorale de baies et de lagunes (6), installée en arrière du système d'île-barrière, caractérisée par des fonds vaseux, entrecoupés de bancs sableux et entaillés de petits chenaux fluviaux qui drainent des apports détritiques épisodiques qui contribuent à leur comblement.

F - CONCLUSION.

Dans les Beni Snassen, les trois ensembles à dominante gréseuse de la Formation des Grès des Beni Ourimeuch, correspondent à trois périodes de sédimentation terrigène au cours desquelles se sont accumulés principalement des sables silicoclastiques sur une plate-forme littorale. Celle-ci est limitée, côté externe, par une bordure soit carbonatée organisée en bancs sableux oolitiques et bioclastiques, parsemés de petites bioconstructions à madréporaires, soit terrigène s'infléchissant doucement vers une vasière externe, zone basse habituellement calme qui fait la transition avec le bassin rifain situé au Nord. Côté interne, le domaine margino-littoral, qui n'est représenté que dans la séquence majeure SIII, est caractérisé par une sédimentation fine, boueuse ou sableuse, dans un environnement de type baie et lagune, protégé latéralement par une zone haute, d'accumulations sableuses, édifiée en complexe barrière.

Chapitre II

LE DOMAINE OCCIDENTAL

TERNI-MASGOUT REGION DE TAOURIRT

* *

Dans le domaine occidental, l'épaisse formation argilo-gréseuse et gréseuse, comprise entre les marnes et calcaires du Bajocien-Bathonien inférieur et les calcaires et dolomies du Kimméridgien, a été définie sur la bordure septentrionale du Moyen-Atlas aux environs du village de Bou Rached et nommée Grès de Bou Rached (Benzaquen et al., 1965). Dans cette région très méridionale, dépourvue de repères stratigraphiques postérieurs au Bathonien inférieur, les corrélations avec les dépôts du domaine oriental sont extrêmement hasardeuses. Par contre, plus au Nord, dans la région de Taourirt et dans le massif du Terni-Masgout, les "Grès supérieurs" d'Alem (1964) ou le "Membre supérieur" de Benzaquen et al., surmontés chacun par les calcaires kimméridgiens, peuvent être considérés comme équivalents latéraux des Grès des Beni Ourimeuch. Bien qu'ils appartiennent à un même événement sédimentaire, généralisé à toute l'Afrique nord-occidentale, on ne peut cependant exclure un certain diachronisme, selon une polarité Sud-Nord, en raison d'une mise en place par progradation des corps sédimentaires et de l'origine méridionale du matériel.

Afin de ne pas modifier la terminologie couramment utilisée dans la région, le terme de Grès de Bou Rached sera conservé mais en y ajoutant les qualificatifs "inférieurs et supérieurs" pour désigner "Membre inférieur" et "Membre supérieur" de la nomenclature de Benzaquen et al. ; seuls les Grès supérieurs de Bou Rached sont équivalents des Grès des Beni Ourimeuch.

I - LE TERNI-MASGOUT ET SES ABORDS

Géologiquement le massif du Terni-Masgout constitue le prolongement septentrional du Moyen-Atlas ; Benzaquen et al. (1965) en ont fait l'étude stratigraphique et structurale très détaillée, reprise ensuite par Hervouët (1985).

En raison d'importantes complications tectoniques et de l'épaisseur élevée, les coupes complètes des Grès supérieurs de Bou Rached sont rares. Un aperçu global de la lithologie et de la sédimentologie des divers ensembles peut cependant en être donné par la coupe du Jbel Lagsiaât sur le flanc nord du Terni, complétée pour la partie supérieure, par la coupe de Bab el Gabs au pied du Guarn Saka, située à environ 10 km au SE de la précédente.

A - LES COUPES DU JBEL LAGSIAAT ET DE BAB EL GABS.

1 - Données lithologiques.

Au Jbel Lagsiaât, la coupe est accessible de la piste qui mène de Saka à Bab Tissa jusqu'à la retombée septentrionale de la grande corniche

qui forme le Jbel Lagsiaât.

La base des Grès supérieurs de Bou Rached est assez mal définie, le passage avec la formation sous-jacente argilo-gréseuse (Grès inférieurs de Bou Rached), à caractère rythmique flyschöïde, se faisant de façon relativement graduelle. Cartographiquement, elle a été fixée par Hamel, sur la feuille de Tistoutine (1971), au pied de la zone de collines qui succède à la dépression argilo-gréseuse flyschöïde. J'adopte également cette limite lithologique commode, en précisant cependant que du point de vue séquentiel elle ne correspond à aucune coupure importante ; elle ne représente, en fait, que le passage à un nouveau stade d'une longue période de comblement sédimentaire sur la marge rifaine.

Les Grès supérieurs de Bou Rached se subdivisent en 2 grands ensembles lithologiques qui forment des éléments morphologiques caractéristiques dans le paysage (fig. 58).

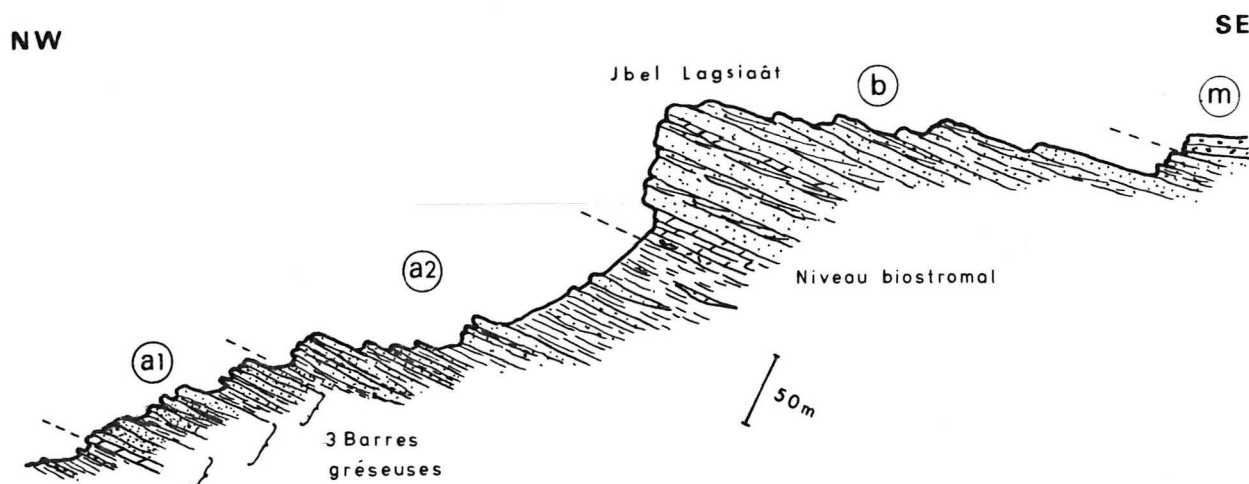


Fig. 58 - Coupe schématique du Jbel Lagsiaât. a1. membre gréseux
a2. membre argilo-gréseux; b. ensemble gréseux supérieur;
m. Miocène.

a) L'ensemble inférieur gréseux et argilo-gréseux.

A l'intérieur même de cet ensemble, deux unités lithologiques ou membres peuvent être distingués : un membre inférieur gréseux et un membre supérieur argilo-gréseux.

a1 - Le membre gréseux.

Il débute, au-dessus des alternances argiles-grès verts de la formation sous-jacente, par 1 m de dolomies gréseuses rousses dans lesquelles on peut encore reconnaître de gros morceaux dolomitisés de madréporaires et des radioles d'oursins. Ce niveau peu épais semble être un élément assez constant, puisqu'au Jbel Bou Lâakikene, situé à 3 km au NE, on retrouve, en

même position, des calcaires gréseux roux à colonies lamellaires ou globuleuses de madréporaires en place, formant une couche biostromale surmontée par des marnes vert-jaunâtre à passées lumachelliques à petites huîtres noires.

Au-dessus de ces dolomies se développent, sur une centaine de mètres, trois grosses barres gréseuses séparées par deux niveaux plus tendres à dominante argileuse. Les grès sont organisés en gros bancs lenticulaires, d'épaisseur métrique, dans lesquels on observe fréquemment un litage subhorizontal à oblique faiblement incliné ou plus rarement un litage de remplissage de petits chenaux (moins d'1 m de profondeur et quelques mètres de largeur). Les niveaux à dominante argileuse sont constitués d'argiles vertes s'enrichissant progressivement en bancs gréseux de plus en plus épais à mesure que l'on se rapproche des barres de grès.

a2 - Le membre argilo-gréseux.

Épais d'environ 200 m, il marque un changement notable de la nature des dépôts qui deviennent très argileux. Ce changement s'effectue de façon progressive par l'intermédiaire d'une succession de bancs gréseux lenticulaires, d'épaisseur inférieure au mètre et d'une trentaine de mètres d'extension, couverts de rides symétriques au sommet et d'interbancs argileux verdâtres renfermant de fines passées millimétriques, plus ou moins lenticulaires, de grès argileux micacés. À mesure que l'on s'élève dans la série, les bancs gréseux tendent à devenir plus rares au profit d'argiles plus ou moins sableuses, vertes à jaunâtres contenant des débris ligniteux disposés en lits discontinus de quelques millimètres d'épaisseur et de très nombreuses empreintes de végétaux dans les plans de litage. Intercalés dans ces argiles, s'observe des bancs gréseux lenticulaires, de quelques décimètres à un mètre d'épaisseur, très finement lités, à longs feuillets obliques (10 à 15° vers le NW). La base de certains de ces niveaux gréseux est ravinante et les premiers centimètres contiennent parfois des coquilles de lamellibranches et des galets d'argiles ; le toit des bancs est fréquemment couvert de petites rides (direction moyenne N45 à N60) et de flaser-beddings.

En microfaciès, les grès présentent une remarquable homogénéité, aussi bien ceux des grosses barres lenticulaires de la base que ceux des lentilles intercalées dans les argiles vertes à végétaux de la partie supérieure. Leurs caractères minéralogiques et texturaux les rapprochent du faciès PIA défini précédemment.

b) L'ensemble supérieur gréseux.

L'épaisseur totale de cet ensemble, presque entièrement gréseux, est d'environ 350 m. Sa limite inférieure, parfaitement visible au pied de la grande corniche du Jbel Lagsiaât, est matérialisée par un niveau biostromal (1 à 2 m) à madréporaires en petites colonies globuleuses ou en gerbes, accompagnées de radioles d'oursins, de gastéropodes et de brachiopodes.

Au-dessus, sur une dizaine de mètres, viennent des dolomies cristallines gréseuses, plus ou moins meubles, qui renferment, dans certains bancs, de magnifiques terriers thalassinoïdes ramifiés, de sections parfois supérieures à 10 cm de diamètre.

L'imposante masse gréseuse qui forme falaise est composée d'une succession d'unités séquentielles à deux termes, de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres avec :

- des grès massifs jaunâtres, à litage horizontal à faiblement incliné, contenant parfois des lentilles de grès bioclastiques, de quelques centimètres d'épaisseur et de plusieurs mètres d'extension, riches en radioles d'échinides et surtout en coquilles de gastéropodes. On observe aussi des petits galets de grès non usés de quelques millimètres à quelques centimètres ;

- des grès roux à bruns, à litage oblique en faisceaux de feuillets plans ou légèrement concaves vers le haut, dont la pente est dirigée en général vers le SE.

A Bab el Gabs (fig. 59), l'ensemble supérieur affleure presque dans son intégralité ; on observe un premier membre gréseux (b1, fig. 59) à faciès tout à fait identiques à ceux du Jbel Lagsiaât, surmonté par un second membre gréso-argileux (b2) équivalent des Couches de Tamilit de Benzaquen *et al.* (1965). Ce dernier débute par 15 m d'argiles vertes intercalées de bancs de grès verts, surmontées par des niveaux marneux et calcaires (15 m) qui correspondent au repère carbonaté supérieur déjà rencontré dans tout le domaine oriental. Les trente derniers mètres sont des grès qui s'enrichissent, vers le haut, en niveaux argileux et argilo-gréseux qui font la transition avec les marnes de la base de la Formation des Calcaires du Terni (c)

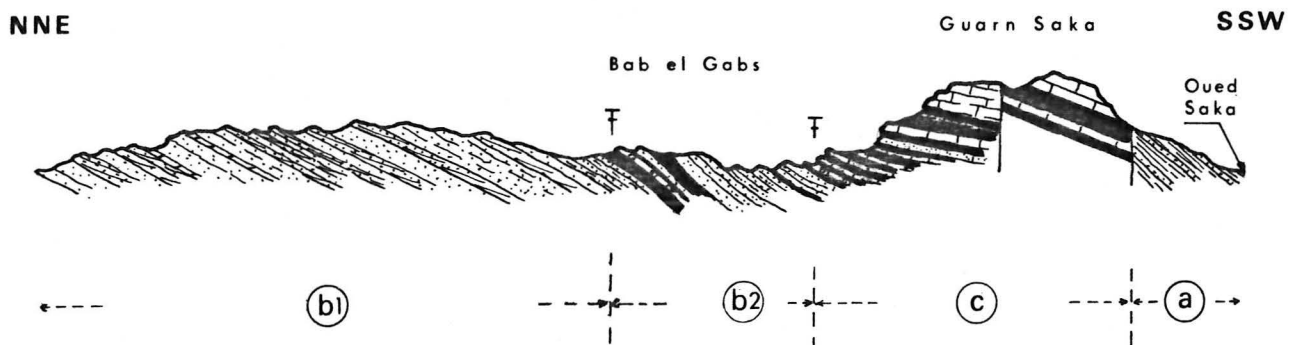


Fig. 59 - Coupe de Bab el Gabs. a. Grès inférieurs de Bou Rached ;
b. Grès supérieurs de Bou Rached (b1. Membre gréseux ;
b2. Membre gréso-argileux) ; c. Calcaires du Terni
(= Calcaires de Mechra Klila).

Les faciès gréseux sont identiques et forment une succession de vires de grès blanc-jaunâtre tendres, à litage subhorizontal et de corniches de grès roux, très durs, intercalés de lentilles ou surmontés de bancs de dolomies oolitiques ou bioclastiques à échinides et lamellibranches. La position de ces dolomies (en intercalations ou superposées aux grès roux) n'est pas exclusive, on peut aussi les trouver à la base ou bien en lentilles dans les grès blanc-jaunâtre.

Le repère carbonaté comporte, en alternance, des marnes grises, plus ou moins silteuses, parfois très riches en coquilles d'huîtres et renfermant une macrofaune de brachiopodes (térébratules) et de lamellibranches (mytilidés) et des calcaires oolitiques et bioclastiques à débris d'huîtres. Dans ces niveaux marneux et carbonatés s'intercalent quelques passées de grès jaunes à ciment dolomitique et des grès blancs.

Microfaciès.

Les grès massifs jaunâtres, à litage horizontal ou peu penté, sont typiques du faciès PLA et ne présentent aucune particularité notable par rapport à la description qui en a été faite précédemment.

Les grès roux à bruns à litage oblique sont un peu plus grossiers que les précédents, avec dans certains niveaux de gros grains de quartz arrondis de taille supérieure à 1 mm. Ils contiennent, par ailleurs, des coquilles de lamellibranches et de fines passées oolitiques ou bioclastiques toujours plus ou moins dolomitisées. Ces grès correspondent aux microfaciès PLB, très fréquent dans le secteur oriental.

En ce qui concerne les dolomies, de par leur nature diagénétique l'étude du microfaciès est rendue très difficile. On peut néanmoins reconnaître, en fantômes, des oolites noirâtres, des radioles d'oursins et des coquilles de lamellibranches ; mais le trait le plus caractéristique est la présence quasiment constante de gros grains de quartz anguleux à subarrondis de taille comprise entre 0,5 et 0,8 mm (la phase sableuse fine étant inexistante).

Les calcaires de la passée-repère sont des bioomicrites et des biomicrites à huîtres (packstone) tout à fait identiques à celles des niveaux de base de la formation sus-jacente (Calcaires du Terni) dont la description détaillée sera faite ultérieurement (2e partie, chap. I, § II).

Remarque.

La limite supérieure de cet ensemble gréseux avec la formation sus-jacente, équivalent latéral des Calcaires de Mechra Klila, a été fixée à l'apparition des premiers niveaux de marnes grises, à intercalations d'omicrites et biomicrites à huîtres, qui renferment une abondante macrofaune de lamellibranches (dont de nombreuses trigonies et des huîtres), brachiopodes et oursins. Cet ensemble, appelé Couches de Tamlilit par Benzaquen *et al.* (1965) et inclus dans les Grès de Bou Rached, doit plutôt être intégré dans la formation sus-jacente des Calcaires et Dolomies du Terni avec laquelle il présente de nombreuses affinités faciologiques malgré quelques récurrences gréseuses.

Parfaitement bien visible dans la portion supérieure de la coupe de Bab el Gabs, au pied du Guarn Saka (fig. 59), le passage entre Grès de Bou Rached et Calcaires de Mechra Klila s'effectue en concordance, de façon continue (une petite faille, passant juste au col, ne complique que très peu le relevé de la superposition des couches). Contrairement aux observations faites par Hervouët (1985, fig. 49 et 50 A), aucune discordance n'a pu être mise en évidence entre ces deux formations, pas plus d'ailleurs qu'au Guarn Labied (cf. fig. 49 et 50 B) où seule une rapide observation panoramique éloignée, en regardant vers l'E à partir du Guarn Saka, peut donner l'impression d'une discordance. En réalité (fig. 60), il s'agit de deux compartiments bien distincts, dans des plans différents, séparés par un système d'accidents de directions subméridienne et N155, dont l'un porte des stries à pitch N25-30 à plongement SSW et jeu dextre (observation effectuée en compagnie de J.P. Gélard). D'autre part, sur le flanc NE du Guarn Labied, la série est parfaitement continue de la base (Chabet es Seba), en passant par le point côté 819, jusqu'au sommet (point côté 861) au-dessus de la corniche calcaire.

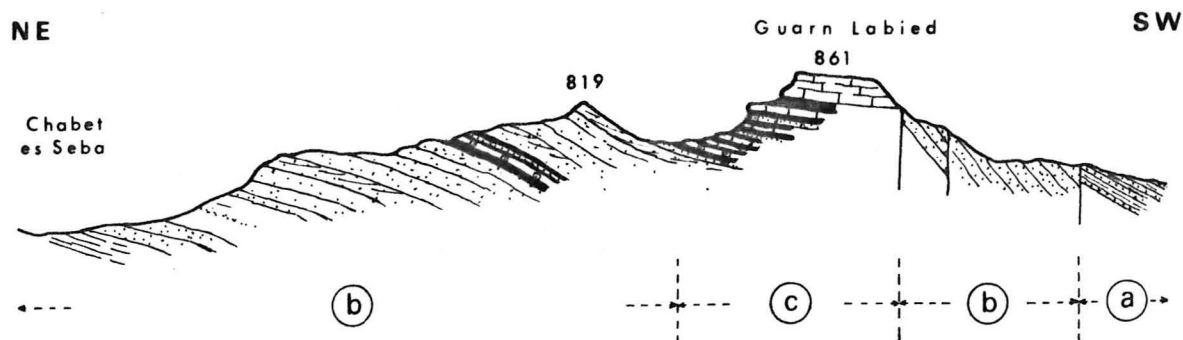


Fig. 60 - Coupe du Guarn Labied. Même légende que la figure 59.

2 - L'arrangement séquentiel.

Les deux grands ensembles sédimentaires, à lithologie bien contrastée, correspondent à deux grandes séquences : la première, subdivisée en deux séquences majeures, montre une tendance évolutive au comblement très affirmée alors que la seconde marque plutôt une certaine stabilité dans l'évolution.

a) La séquence inférieure gréseuse et argilo-gréseuse.

a1 - La séquence majeure gréseuse.

Si l'on intègre les niveaux qui appartiennent encore lithologiquement à la formation sous-jacente, cette séquence majeure se compose de trois séquences principales coarsening and thickening-up d'une trentaine de mètres d'épaisseur, comprenant :

- un terme basal à dominante argileuse, constitué d'argiles et d'argiles silteuses vertes, plus ou moins indurées et très finement laminées. Elles sont fréquemment intercalées de silts et de grès verts glauconieux, très fins, à litage horizontal. Certains bancs gréseux pluridécimétriques présentent des figures de semelle, de type flute-casts ou tool-marks et des rides de courants, symétriques ou linguoïdes au sommet. A l'intérieur ou à la base des bancs silto-gréseux, le litage est perturbé par des figures de charge ou de glissement (slumping). On note également, en intercalations dans les argiles vertes, la présence de passées dolomitiques gréseuses contenant des coquilles de lamellibranches et de brachiopodes et des débris bioclastiques indéterminables ;

- un terme supérieur gréseux, bien développé, comportant des bancs lenticulaires, d'épaisseur métrique, à litage oblique peu penté (généralement quelques degrés vers le NNW et vers le N), portant en surface

des rides symétriques (crêtes orientées N65 à N80) et des flaser-beddings. Dans la première séquence principale, on observe des structures de litage en auge qui correspondent très vraisemblablement à des structures de remplissage de petits chenaux dont la largeur ne devait pas dépasser quelques mètres. Entre les bancs de grès, s'intercalent des niveaux de 10 à 20 cm d'argiles gréseuses verdâtres à blanchâtres.

Latéralement, à environ 1 km au NNE, les trois séquences principales montrent des variations sensibles dans la répartition verticale des faciès, le terme argileux tend à devenir prédominant au détriment du terme gréseux d'où globalement une organisation, en grand, à caractère lenticulaire très marqué.

Interprétation.

Ces trois séquences principales montrent des caractères que l'on peut ainsi résumer :

- nature des dépôts essentiellement terrigène, argiles et silts à la base et grès au sommet ;
- présence de glauconie et de débris d'organismes à affinités marines ;
- passage progressif entre terme argileux et terme gréseux, traduisant un enrichissement du sédiment en sable vers le haut (séquence coarsening et thickening-up) ;
- caractère lenticulaire des corps sableux, avec de grandes lentilles plurihectométriques à kilométriques constituées de bancs également lenticulaires, de plusieurs dizaines de mètres d'extension.

Globalement, ces séquences peuvent être interprétées comme des séquences de progradation de corps sableux lenticulaires sur une zone à sédimentation fine. Un tel dispositif, dans un contexte presque exclusivement terrigène, correspond selon toute vraisemblance à la partie distale d'un complexe deltaïque avec le talus prodeltaïque à fond argilo-vaseux ou silto-vaseux et le front deltaïque où s'accumulent des sables fins, en un système de barres d'embouchure ou de marée, qui progradent vers le Nord sur les vases du talus.

a2 - La séquence majeure argilo-gréseuse.

Le passage avec la séquence précédente s'effectue par l'intermédiaire d'une succession de petites séquences élémentaires métriques comprenant :

- à la base, un banc de grès blanc-jaunâtre, à lits obliques bidirectionnels inclinés soit vers le N ou le NW, soit vers le S ou le SE ;
- puis, sur au maximum 10 cm, des grès en plaquettes onduleuses montrant en surface des rides symétriques dont les crêtes sont orientées N40 à N90 avec prédominance à N60 ;
- au sommet, un niveau argilo-gréseux, verdâtre à blanchâtre, contenant de minces lentilles de grès argileux micacés et des lentilles argileuses verdâtres à débris végétaux et litage de type flaser-bedding.

Ces séquences élémentaires forment des corps lenticulaires, d'extension pluridécamétrique à surface basale nette mais non ravinante, passant latéralement de l'un à l'autre.

La suite de la séquence, à dominante argileuse, ne montre pas d'organisation verticale bien définie. Malgré les médiocres conditions d'affleurement, il semble que l'on ait une masse d'argiles verdâtres à grisâtres, parfois jaunes, dans laquelle sont intercalés des niveaux plus durs, gréseux, plus ou moins épais (quelques décimètres à plusieurs mètres), généralement discontinus dans le paysage. Dans le détail ils peuvent être classés en 2 catégories en fonction de leur extension latérale et de la nature du contact basal avec les argiles :

- les grès à base non ravinante et d'extension au moins hectométrique sont organisés en petites séquences élémentaires, de quelques décimètres chacune, identiques à celles du terme de passage qui vient d'être décrit ; on y observe parfois des passées très riches en coquilles de lamellibranches et la partie supérieure des bancs peut-être complètement bioturbée ;
- les grès à base ravinante, de quelques décimètres à un mètre d'épaisseur et de 10 à 30 m d'extension latérale, montrent parfois, à la base, des coquilles de lamellibranches et des petits galets plats d'argiles ; le litage est généralement oblique.

Les argiles sont très riches en débris végétaux, accumulés localement en petites passées ligniteuses de quelques millimètres d'épaisseur.

Interprétation.

Les grès et argiles sableuses de passage correspondent aux dépôts d'une zone mixte, à la limite entre front et plaine deltaïque inférieure, dans le domaine d'influence des marées (litage bidirectionnel et flaser-bedding) où s'accumulent des sables fins, en barres ou bancs qui peuvent ensuite évoluer en "tidal-flats" vaseux.

Les argiles vertes et grises à débris végétaux et passées ligniteuses sont des sédiments plus internes, accumulés sur la plaine deltaïque inférieure qui, comme l'indiquent les abondants débris végétaux, devait être colonisée par une végétation assez dense.

Les grosses lentilles gréseuses à base non ravinante et d'extension latérale importante correspondent vraisemblablement à des barres installées au débouché de petits distributeurs sur le front deltaïque interne.

Les lentilles à base ravinante représentent des accumulations d'origine différente ; ce sont des barres d'accrétion latérale installées dans les petits chenaux distributeurs qui entaillent la plaine deltaïque.

b) La séquence supérieure gréseuse.

Le dépôt de cet imposant corps sableux reflète des conditions sédimentaires nouvelles imposées par une forte augmentation du détritisme.

La base est matérialisée par des dépôts marins à madréporaires qui traduisent une ouverture sur le domaine marin franc.

La masse gréseuse est caractérisée par une grande simplicité de l'organisation séquentielle, aussi bien au niveau des séquences élémentaires qu'au niveau de la séquence majeure.

Les séquences élémentaires sont constituées de 2 termes gréseux différents que l'on distingue très facilement par leur différence de couleur dans le paysage : l'un de couleur blanche en gros bancs massifs et l'autre de couleur sombre formant de petites corniches. Ils sont organisés en une succession de rythmes dans lesquels le faciès grès blancs massifs à litage horizontal prédomine nettement par rapport au faciès grès roux à litage oblique qui constitue le terme final de chaque séquence élémentaire. Dans ces unités à deux termes s'intercalent, à tous les niveaux, des bancs ou des lentilles de dolomies à fantômes d'oolites et de bioclastes.

Interprétation.

Toutes ces unités, de quelques mètres à plus d'une dizaine de mètres d'épaisseur et se répétant sur plus de 350 mètres, sont interprétées comme des séquences de plate-forme littorale.

Cette plate-forme littorale correspond à une zone en position intermédiaire entre une plate-forme externe située au Nord et le front d'un édifice deltaïque centré sur le bassin de Guercif et dont il reste un témoin dans la région de Taourirt. L'origine de la plate-forme est évidemment liée à la présence du delta, pourvoyeur du matériel sableux, mais aussi à des facteurs faisant intervenir des variations du flux terrigène dans le delta et les processus hydrodynamiques dans le domaine marin.

Dans le delta, lorsque les apports sableux sont abondants, le front deltaïque prograde largement en formant des lobes très étalés. Lorsque les arrivées sableuses diminuent ou cessent dans une partie ou dans l'ensemble du delta, à la suite de l'abandon d'un ou plusieurs distributeurs ou de l'enfoncement du tréfonds, la partie distale des lobes devient inactive. Elle se trouve alors soumise à l'action des courants marins (de dérive principalement) qui remanient puis redistribuent les sables du front deltaïque pour constituer les épandages plus ou moins épais de la plate-forme littorale (grès blancs à litage horizontal) dont le fond sera ensuite façonné, sous l'action des courants de vagues et de marées, en un système de dunes sous-marines (grès roux à litage oblique) entre lesquelles peuvent s'accumuler des sables grossiers bioclastiques à lamellibranches et oursins et à gros grains de quartz arrondis (lentilles de dolomies bioclastiques).

De façon générale, l'action des courants de dérive a dû être importante, non seulement sur la partie distale des lobes deltaïques, mais aussi sur toute la frange littorale de la marge rifaine. Ils sont très vraisemblablement responsables du transport des sables fins à partir de la zone deltaïque, par dérive Ouest-Est, jusque dans la zone de cordons et d'îles-barrières du flanc nord des Beni Snassen.

B - LES COUPES DU JBEL BOU HAJJER ET DE MSOUN.

De par sa position structurale, la façade occidentale du plateau du Terni ne présente à l'affleurement que la partie terminale des Grès de Bou Rached.

Au Jbel Bou Hajjer, dans une coupe continue, levée à l'aplomb du marabout de Sidi bou Azza (cordonnées $x = 666,2$ à $666,8$ et $y = 441,1$), on observe une épaisse série gréseuse en tous points identique (faciès et organisation séquentielle) à celle de Bab el Gabs, mais dans laquelle s'intercale une double corniche calcaire que l'on peut assimiler au dernier niveau-repère des Grès des Beni Ourimeuch.

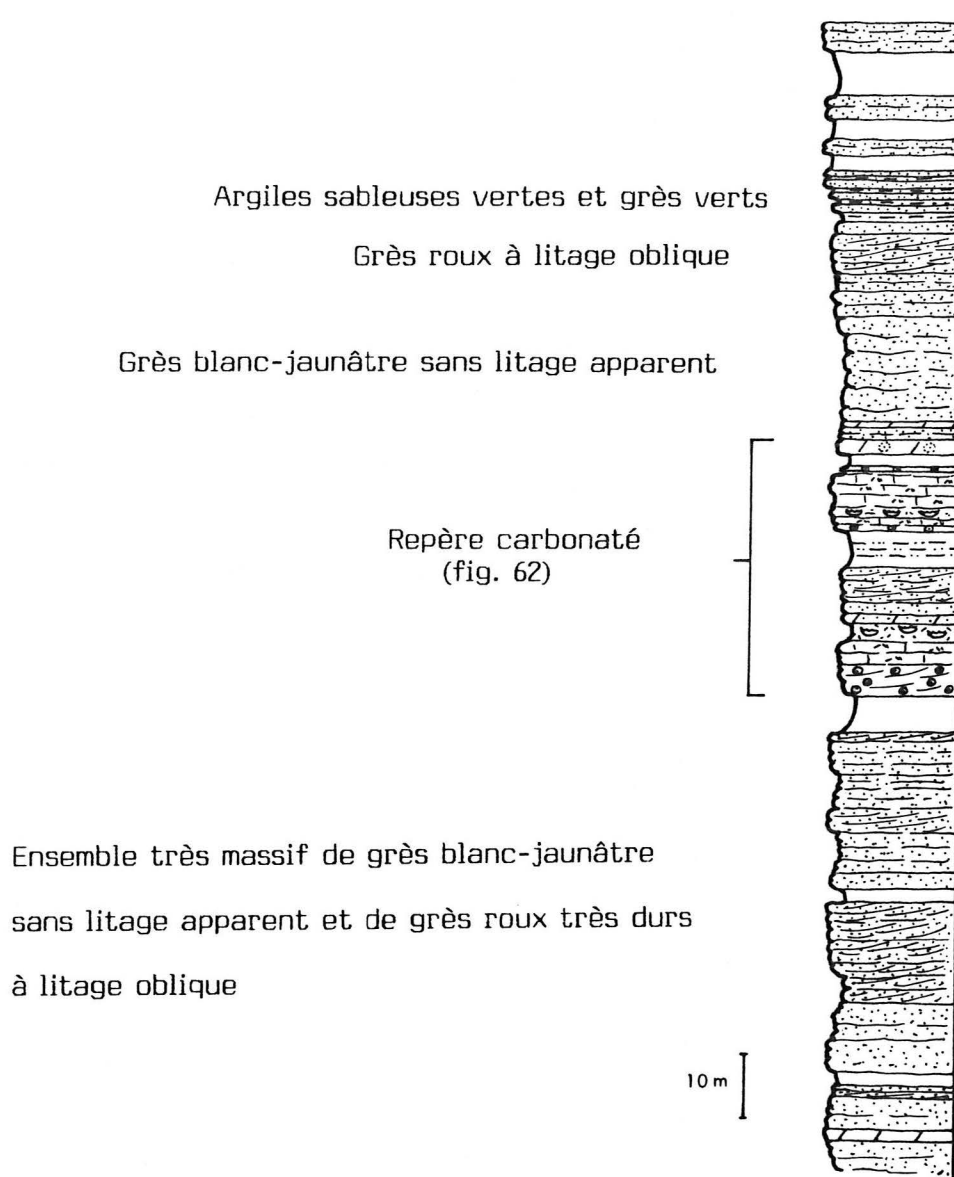


Fig. 61 - Coupe du Jbel Bou Hajjer.

Ces deux intercalations calcaires, presque uniques dans une ambiance générale terrigène, donnent un aperçu de l'organisation de l'environnement sur la partie distale de la plate-forme littorale, temporairement à l'écart des arrivées sableuses silicoclastiques.

Dans le détail, elles forment 2 séquences de comblement, à évolution sensiblement identique jusqu'avant le dernier terme, entièrement gréseux dans la première et carbonaté dans la seconde (fig. 62).

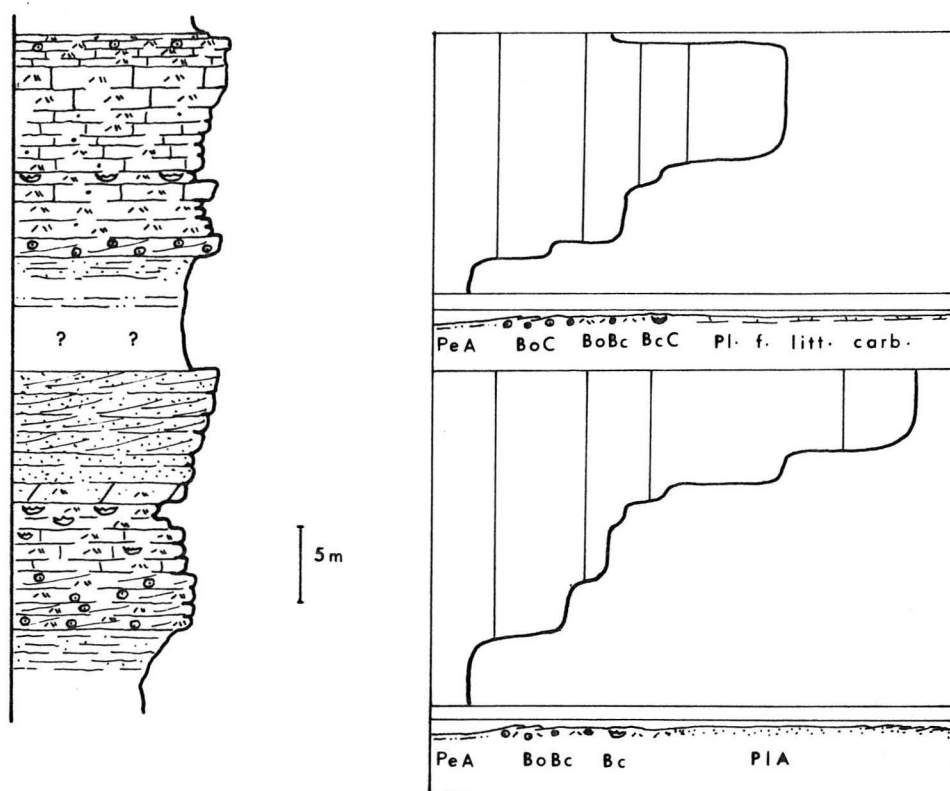


Fig. 62 - Coupe et interprétation des 2 intercalations carbonatées du Jbel Bou Hajjer.

Les trois premiers termes de chaque séquence montrent les faciès suivants :

- des argiles verdâtres (PeA) et des grès argileux très fins, en grande partie masqués par des éboulis ;
- des oosparites (BoC) et bioosparites (BoBc) à litage oblique, contenant en proportions variables (5 à 20%), des débris bioclastiques (lamel-libranches surtout), du quartz ainsi que des petits galets de grès ;
- des biosparites (BcC) et des biomicrites variées associées ou non à des petites bioconstructions de madréporaires (Bc). Les organismes qui les accompagnent sont variés, parmi les plus fréquents on peut citer les éponges calcaires, les échinodermes et les bryozoaires. Certains faciès sont particulièrement riches en algues encroûtantes avec les genres Cayeuxia et Marinella.

Enfin, le dernier terme comporte :

- dans la première séquence, des grès blanc-jaunâtre (PIA) à feuillets horizontaux, surmontés de grès jaune-roux à litage oblique (également PIA) ;
- dans la seconde séquence, des biomicrites et biopelmicrites à algues (salpingoporelles, Cayeuxia, Bacinella-Lithocodium et Marinella lugeoni). Elles renferment également des foraminifères (Alveosepta jaccardi, des éverticyclammines, ophtalmiides, trocholines, placopsilines et nautiloculines) ainsi que des stromatoporidés (Cladocoropsis mirabilis).

Interprétation.

Les argiles verdâtres et les grès argileux de base sont des dépôts de plate-forme externe, à sédimentation à dominante argilo-vaseuse.

Les sables oolitiques et bioclastiques se sont accumulés sur la bordure, sous forme de barres ou bancs sous-marins. A l'arrière de ces formes en relief, dans des zones abritées à sédimentation calcaire, se sont installées de petites colonies de madréporaires qui ont pu localement constituer des petits biohermes.

Les grès blanc-jaunâtre et roux et les biomicrites et biopelmicrites à algues correspondent à des sédiments de plate-forme littorale soit terrigène (1^e séquence), soit carbonatée (2^e séquence) qui, dans ce cas, présentent des caractères de vasière peu profonde où prolifèrent algues et foraminifères.

En dehors de ces deux épisodes carbonatés, les dépôts gréseux de l'ensemble de la coupe caractérisent un environnement de plate-forme littorale tout à fait comparable à ce qui a été reconnu dans le secteur Jbel Lagsiâât-Bab el Gabs.

Remarque : dans une coupe située à 4 km au SE à la Zaouïa Angad, publiée par Ennadifi dans sa thèse (1974 ; pl. 4), la succession décrite montre des caractères tout à fait identiques à ceux de la coupe de Bab el Gabs, avec les mêmes faciès terrigènes, les mêmes intercalations dolomitiques et la même organisation verticale.

Dans la région de Msoun, dans une coupe levée à 1 km au Nord des marabouts de Messeklat, les 180 derniers mètres des Grès de Bou Rached montrent une succession de faciès sensiblement différents avec ceux que l'on rencontre au Jbel Bou Hajjer (fig. 63). En effet, il semble que les niveaux de base des séquences comportant des argiles sableuses vertes ainsi que les niveaux carbonatés oolitiques et bioclastiques à lamellibranches soient plus fréquents au détriment des grès.

Le repère carbonaté est ici encore parfaitement caractérisé, avec à la base, 5 m d'oosparites surmontées d'un ensemble de marnes à passées très riches en coquilles d'huîtres et de calcaires plus ou moins argileux (mudstone à wackestone) à débris d'huîtres et renfermant localement quelques térébratules (Terebratula subsella). A noter également la présence d'une couche biostromale à madréporaires en boules de l'ordre du décimètre, colmatée par une micrite argileuse à radioles d'oursins et brachiopodes.

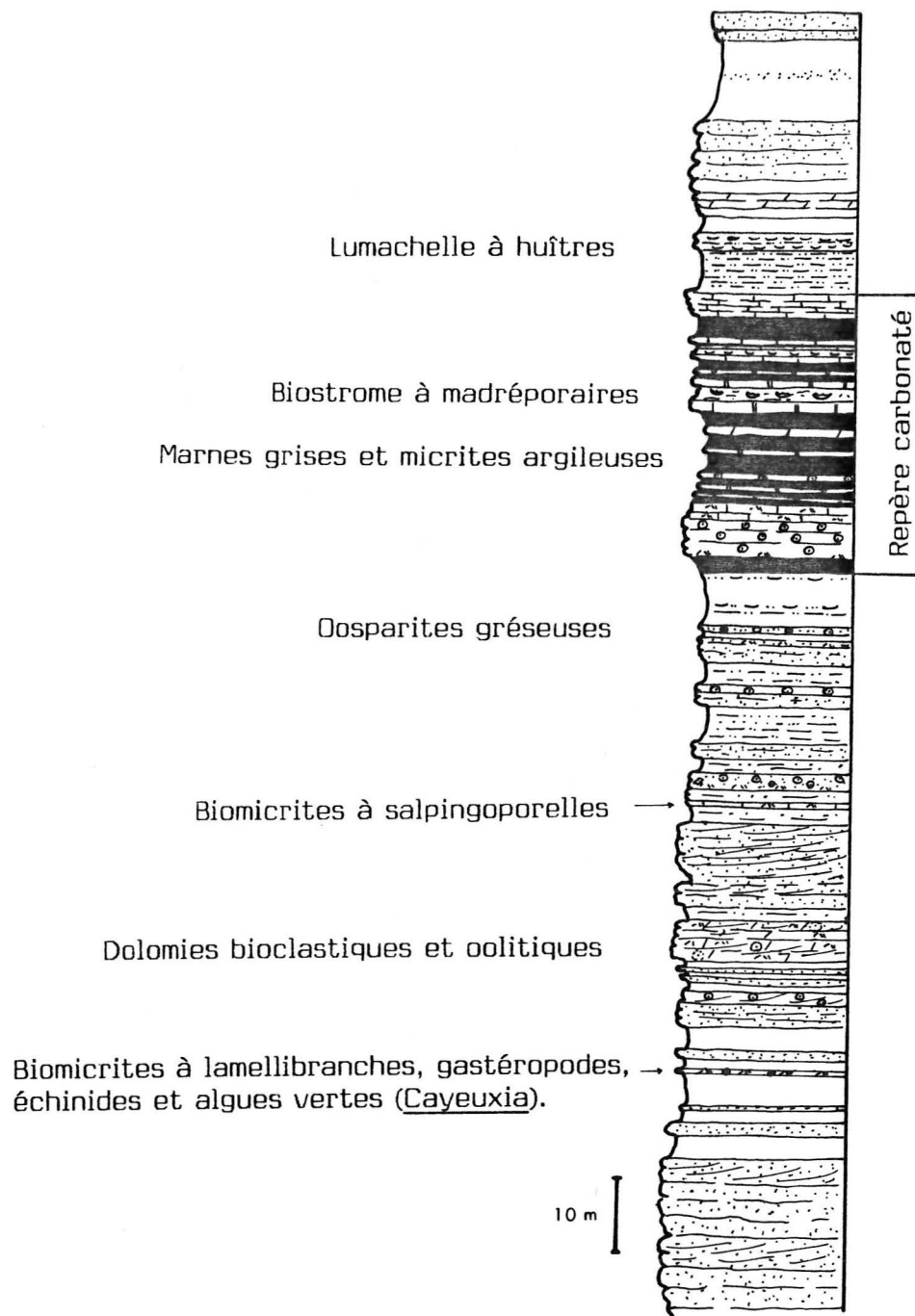


Fig. 63 - Coupe de Messeklat (région de Msoun).

Malgré ces quelques différences, le cadre sédimentaire général est, comme au Bou Hajjer, celui d'une plate-forme littorale à dominante terrigène, avec en plus des dépôts argileux de plate-forme externe, un peu plus abondants, ce qui indiquerait une position légèrement plus distale dans le dispositif paléogéographique.

C - CONCLUSION.

Dans le massif du Terni-Masgout, la Formation des Grès supérieurs de Bou Rached est définie par deux ensembles sédimentaires distincts qui correspondent à deux épisodes successifs d'évolution régressive sur la frange littorale de la marge rifaine.

Le premier ensemble, subdivisé en un membre inférieur gréseux et un membre supérieur argilo-gréseux, représente les différentes phases d'installation, puis de développement d'un complexe deltaïque avec :

- une zone de front de delta, où s'accumulent des corps sableux, de type barres d'embouchure ou de marée, par déstagement de la charge sédimentaire au débouché de chenaux distributeurs ;

- une zone de plaine deltaïque qui consiste en un système de vasière, marais ou levées à végétation probablement assez abondante, découpée par un réseau de chenaux actifs puis abandonnés, à remplissage sableux ou sablo-argileux.

Le second ensemble traduit un changement important du régime sédimentaire, d'abord par un retour à des conditions marines franches, puis par la généralisation de la sédimentation détritique sableuse. Les dépôts se sont accumulés sur une plate-forme littorale, disposée en avant d'un complexe deltaïque, par lequel transite le matériel sableux qui aboutit au front du delta, dont la partie distale, à la suite d'un ralentissement possible des arrivées terrigènes ou bien de l'abandon d'un distributeur, peut être reprise et redistribuée par les courants de dérive pour former les vastes épandages sableux de la plate-forme littorale. Un tel cadre sédimentaire, qui change peu au cours du temps, suppose des conditions d'environnement relativement constantes, de profondeur notamment, et par conséquent une subsidence en équilibre avec le taux de comblement.

II - LA REGION DE TAOURIRT.

Dans la région de Taourirt, les Grès supérieurs de Bou Rached constituent une épaisse série à dominante gréseuse, surmontée par les marno-calcaires et dolomies du Kimméridgien supérieur.

A 7 à 8 km au NW de Taourirt, ils forment les reliefs périphériques du dôme liasique, d'origine diapirique, du Jbel Tirremi, (connu pour ses mines de fluorine). Dans l'étude cartographique et stratigraphique du Tirremi de Lagaay *et al.*, (1952), la série gréseuse est datée du Bathonien au Lusitanien. Réétudiée récemment par Giret (1985), elle a été subdivisée en deux ensembles : l'un, marneux, calcaire et gréseux, daté du Bathonien et du Callovien correspond aux Grès inférieurs de Bou Rached et l'autre, presque entièrement

gréseux, attribué à l'Oxfordien, est à rapporter aux Grès supérieurs de Bou Rached.

A - LA COUPE DU JBEL MAZOUZ.

1 - Données lithologiques.

La coupe a été levée à la Koudiat Haït el Hamra, où les Grès supérieurs de Bou Rached affleurent sur une épaisseur d'environ 500 mètres.

Malgré une apparente monotonie, deux ensembles à dominante gréseuse peuvent être distingués (fig. 64).

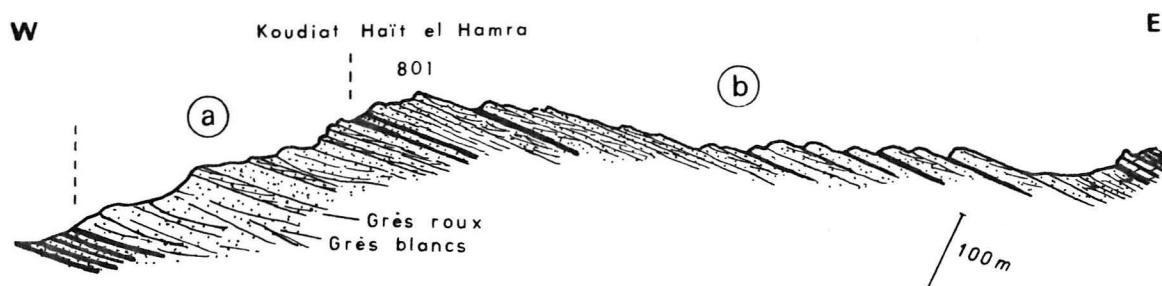


Fig. 64 - Coupe simplifiée du Jbel Mazouz. a. ensemble inférieur gréseux ;
b. ensemble supérieur gréseux

a) L'ensemble inférieur gréseux.

Il repose sur les derniers niveaux de la formation sous-jacente (Grès inférieurs de Bou Rached), constituée d'une alternance d'argiles verdâtres à jaunâtres et de grès verts ou roux, en banc de quelques décimètres.

A l'affleurement, l'ensemble inférieur gréseux apparaît, au premier abord, comme une masse assez homogène de 200 mètres d'épaisseur, dans laquelle on peut distinguer des niveaux massifs, de couleur blanche à jaunâtre, épais de quelques mètres à une dizaine de mètres et des bancs plus sombres, roux à bruns, formant de petites corniches plus ou moins continues de quelques décimètres à un mètre d'épaisseur.

Dans le détail, les niveaux de grès blancs montrent deux types de corps sédimentaires :

- des grosses lentilles, approximativement symétriques en section, d'épaisseur plurimétrique et d'extension hectométrique. La base nettement ravinante et le litage oblique ou en gouttière indiquent qu'il s'agit de grands chenaux comblés par des dépôts sableux ;
- des bancs massifs, à l'intérieur desquels s'observe un litage oblique plan (tabular cross-bedding) à grands faisceaux de lamines plurimétriques ou un litage plan subhorizontal.

Du point de vue de la granulométrie, ce sont des grès fins à grains anguleux de quartz et de feldspaths, de taille comprise entre 150 et 250 microns avec parfois des grains plus gros pouvant atteindre 500 microns. Le classement reste toujours moyen à bon.

Les barres de grès roux, superposées aux faciès précédents, sont moins épaisses et certaines d'entre elles sont intercalées de petites lentilles (quelques décimètres d'épaisseur à quelques mètres de longueur) de grès à base ravinante. Dans les grès roux, les structures de litage sont disposées en faisceaux de lamines arquées, à surface d'érosion irrégulière, correspondant à un assemblage de petites rides de courant. Certaines d'entre elles, de type "climbing ripples" indiquent un sens de migration vers le Nord (approximativement NW à NE). En microfaciès, les grès roux ont des caractéristiques granulométriques assez semblables à celles des grès blancs sous-jacents, dont ils ne diffèrent en réalité que par la couleur et la nature du litage.

b) L'ensemble supérieur gréseux.

Dans le paysage, aucune différence fondamentale ne permet de le distinguer facilement de l'ensemble sous-jacent, si ce n'est une continuité latérale plus grande des corps sédimentaires (les diverses unités pouvant se suivre sur plusieurs centaines de mètres) et la présence de niveaux carbonatés et d'intercalations argilo-gréseuses vertes.

Il débute par une quinzaine de mètres d'argiles sableuses jaunâtres bioturbées en alternance avec des grès blancs à litage horizontal, le tout en bancs de 30 à 50 centimètres d'épaisseur.

La suite de la série est composée d'une succession d'unités comprenant un faciès principal de grès blanc-jaunâtre et des faciès annexes variés :

- le faciès principal correspond à des grès blanc-jaunâtre, fins, en bancs massifs, à base non ravinante, de quelques mètres à plus d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Granulométriquement, ce faciès très homogène est à rapprocher du faciès PLA, dont il possède les caractéristiques principales. Le litage est, dans la majorité des cas, horizontal à subhorizontal et plus rarement oblique faiblement incliné. Il peut être perturbé localement par des déformations hydroplastiques qui engendrent des structures de type "balls and pillows" et "flow rolls". Dans la partie supérieure de certains bancs, sur plusieurs décimètres s'observent également de magnifiques terriers thalassinoïdes très probablement dus à l'activité de crabes fouisseurs ;
- des grès roux fins à litage oblique entrecroisé, en barres continues, d'épaisseur régulière (quelques décimètres à plusieurs mètres), reposant directement sur les grès blancs sans surface de ravinement ;
- des grès roux grossiers, en bancs irréguliers à organisation interne lenticulaire, avec des structures de litage en gouttière et de nombreuses surfaces de ravinement. Par ailleurs, certains niveaux renferment de gros galets arrondis de grès, pouvant atteindre 10 centimètres ;
- des calcaires gréseux, bruns à roux, renfermant des lamellibranches des gastéropodes et des radioles d'oursins ainsi que de gros grains de quartz arrondis, de taille voisine du millimètre ;
- enfin, toujours directement superposés aux grès blancs, sur quelques décimètres d'épaisseur, des argiles vertes à lentilles de grès de quelques décimètres (lenticular bedding) ou de quelques centimètres (flaser-bedding).

Ces différents faciès ne sont pas organisés en une succession évolutive, mais sont toujours associés avec le faciès principal dans des séquences élémentaires variées.

Dans la partie tout à fait supérieure (fig. 65), se développe sur environ 60 mètres, une succession de petites unités métriques comportant des grès moyens jaunâtres, se débitant en petits bancs bien lités, des grès fins argileux marron-vert, à flaser-beddings ou parfois très bioturbés et des argiles sableuses verdâtres également bioturbées. Dans cet ensemble à dominante terrigène, s'intercale une quinzaine de mètres de dolomies grises plus ou moins gréseuses et de marnes grises dolomitiques renfermant des térébratules et des trigonies, le tout se terminant dans le dernier mètre par des marnes à passées lumachelliques et par 0,5 m d'oobiomicroites à débris d'huîtres ; ces niveaux à dominante carbonatée correspondent vraisemblablement au repère supérieur.

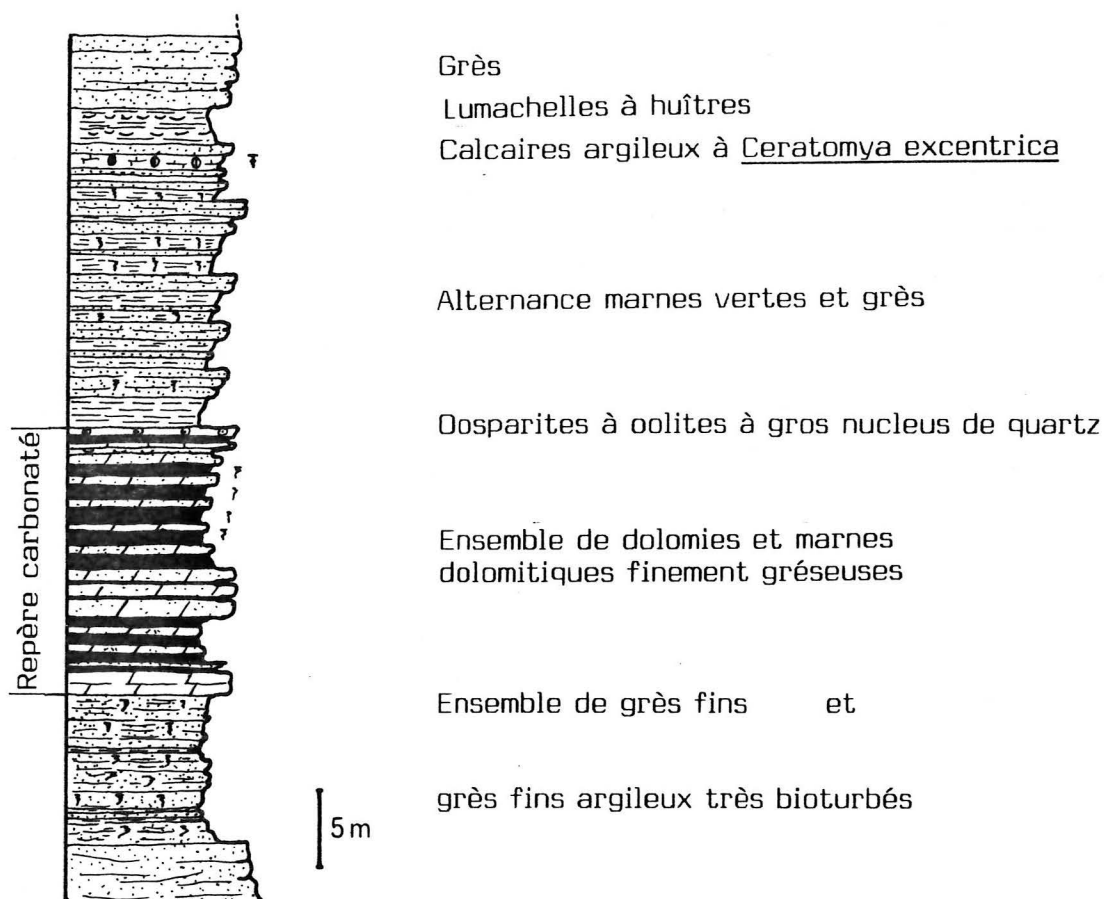


Fig. 65 - Coupe de la partie terminale des Grès supérieurs de Bou Rached au Jbel Mazouz.

Enfin, dans les 15 derniers mètres, juste avant la Formation des Calcaires de Terni, la tendance devient un peu plus gréseuse.

2 - L'arrangement séquentiel.

Les deux ensembles lithologiques correspondent à deux phases essentielles de l'évolution sédimentaire et peuvent être considérés comme contemporains de ceux définis dans le Terni-Masgout.

a) La séquence inférieure.

Contrairement à son homologue de la coupe du Jbel Lagsiaât, aucune subdivision majeure n'a pu être mise en évidence ; on observe seulement une succession de séquences gréseuses, élémentaires ou principales, qui lorsqu'elles sont complètes, s'organisent selon le motif suivant (fig. 66) :

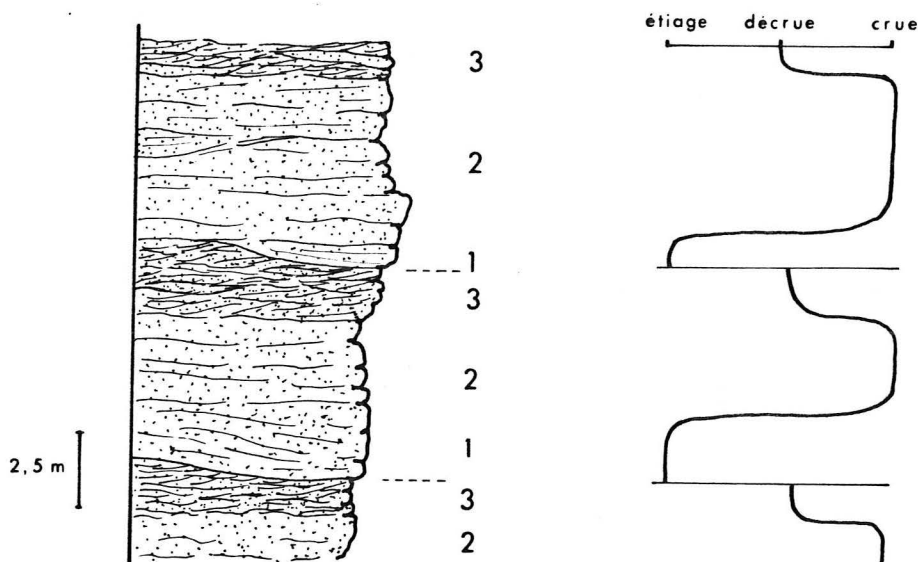


Fig. 66 - Organisation séquentielle élémentaire dans l'ensemble inférieur gréseux. (légende dans le texte).

- un terme basal de grès blancs (1), d'aspect général lenticulaire, ravinant sur au plus 1 m d'épaisseur le sommet de la séquence précédente et passant latéralement au terme (2). Les deux types de structures de litage, que l'on rencontre dans ces grès, sont caractéristiques soit d'un remplissage progressif d'une zone en creux, avec de grandes laminations en auge ou en gouttière (cas le plus fréquent), soit d'un comblement par accrétion latérale d'un corps sableux avec des faisceaux de lits obliques de plusieurs mètres de longueur ;

- un terme médian de grès blancs (2), en bancs d'aspect massif, à litage oblique plan faiblement penté en faisceaux de lamines dépassant fréquemment 10 mètres de longueur ou à litage horizontal à subhorizontal.

Remarque : dans bien des cas, la distinction entre termes 1 et 2 n'est pas toujours évidente en raison d'une remarquable similitude des faciès. De plus, ces deux termes passent verticalement mais aussi latéralement de l'un à l'autre, de façon très progressive d'où, dans certains cas (séquence 2 de la fig. 66), une superposition directe du terme 2 sur le 3 sans ravinement basal. En réalité, termes 1 et 2 ne se distinguent véritablement que par la base ravinante et la nature particulière du litage du terme 1 ;

- un terme supérieur de grès roux (3), correspondant aux barres sombres, plus ou moins continues, dans lesquelles s'intercalent de petites lentilles de grès blancs, à base ravinante, de quelques mètres d'extension. Dans les grès roux, les structures de litage oblique entrecroisé correspondent à des rides et mégarides dont certaines présentent une allure chevauchante (climbing ripples).

Interprétation.

Les caractéristiques principales des diverses séquences sont :

- une homogénéité du matériel sableux, sans véritable ségrégation granulométrique verticale dans la succession des trois termes ;
- la base ravinante du terme 1 ;
- une évolution verticale des structures de litage avec de bas en haut :

- . un litage de remplissage de chenal ou un litage oblique de barre d'accrétion latérale ;
- . un litage oblique faiblement penté ou horizontal ;
- . un litage oblique entrecroisé en faisceaux de lamines concaves de type rides et mégarides, perturbé par des petites lentilles ravinantes à remplissage progressif (scour and fill structure).

De ce type de séquence, le dispositif qui peut être déduit est celui d'un système fluviatile en tresse à dépôts sableux (sandy braided rivers deposits des auteurs anglo-saxons).

Les travaux sur les environnements fluviatiles en tresse actuels (Coleman, 1969 ; Miall, 1977 ; Cant et Walker, 1978 et Cant, 1982) ont permis d'établir divers modèles séquentiels d'évolution. Miall (1977), dans un article de synthèse, distingue 6 types de séquences en fonction de la nature du matériel transporté et du régime général des eaux fluviales. Parmi les 6 modèles proposés, le type "Bijou Creek" (fig. 67) montre les mêmes caractéristiques que celles des séquences qu'illustre la figure 66. Ce type d'organisation résulte du dépôt de sédiments sableux dans un système en tresse à débit très variable où alternent périodes de fortes crues pendant lesquelles se déposent d'importantes quantités de matériel sous forme de nappes sableuses, de plusieurs mètres d'épaisseur, s'étalant sur toute la plaine alluviale, suivie de périodes d'étiage à sédimentation très faible.

Lors des phases d'inondation, les différenciations topographiques dans la plaine alluviale, entre chenaux et bancs de sables, sont peu marquées, d'où un litage subhorizontal ou faiblement incliné, qui serait donc caractéristique des dépôts d'inondation. Pendant les périodes d'étiage, l'écoulement des eaux s'effectue dans un réseau de petits chenaux qui découpe les bancs sableux mis en place lors de la crue précédente.

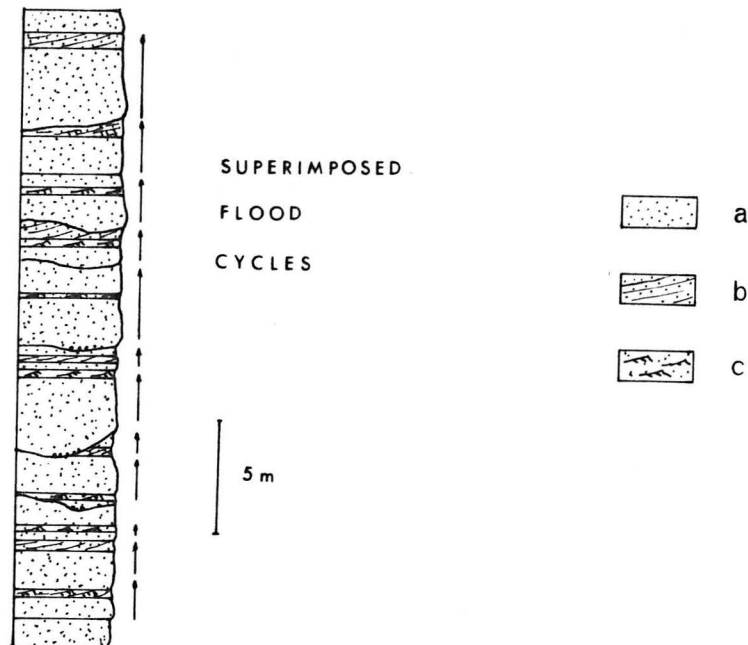


Fig. 67 - Modèle séquentiel d'un système fluviatile en tresse de type Bijou Creek, d'après Miall (1977). a. sables très fins à grossiers à litage horizontal ; b. sables moyens à grossiers à litage entrecroisé ; c. sables fins à grossiers à ripple-marks.

Si l'on se réfère à ce modèle, les trois termes sableux de notre séquence pourraient correspondre à trois stades du régime fluvial dans la plaine deltaïque supérieure, avec :

- les corps lenticulaires de grès blancs, à base ravinante (terme 1), interprétés comme les chenaux de périodes d'étiage ;
- les grès blancs à litage horizontal à faiblement incliné (terme 2) correspondraient aux dépôts d'inondation mis en place dans des conditions d'écoulement rapide qui engendrent le litage horizontal (upper plane bed, voir fig. 9) ;
- les grès roux à litage oblique (terme 3), indiqueraient une baisse de l'énergie des eaux, liée à la décrue, responsable de la formation, au sommet des bancs d'inondation, d'un système de rides et mégarides découpées par un réseau de petits chenaux de ruissellement (petites lentilles de grès blancs à base ravinante).

Le premier ensemble gréseux des Grès supérieurs de Bou Rached du Jbel Mazouz correspondrait donc à des dépôts de plaine deltaïque supérieure, drainée par un réseau fluviatile en tresse, à débit très variable, où l'essentiel du matériel se mettrait en place lors d'inondations couvrant toute la plaine deltaïque.

b) La séquence supérieure.

Comme pour la séquence précédente aucune subdivision majeure n'a pu être mise en évidence ; par contre, séquences élémentaires et principales offrent une gamme variée d'arrangements verticaux qui permettent de saisir les caractères particuliers du milieu de dépôt.

Un bel exemple d'évolution verticale est donné par les deux premières séquences principales de la base de l'ensemble supérieur (fig. 68).

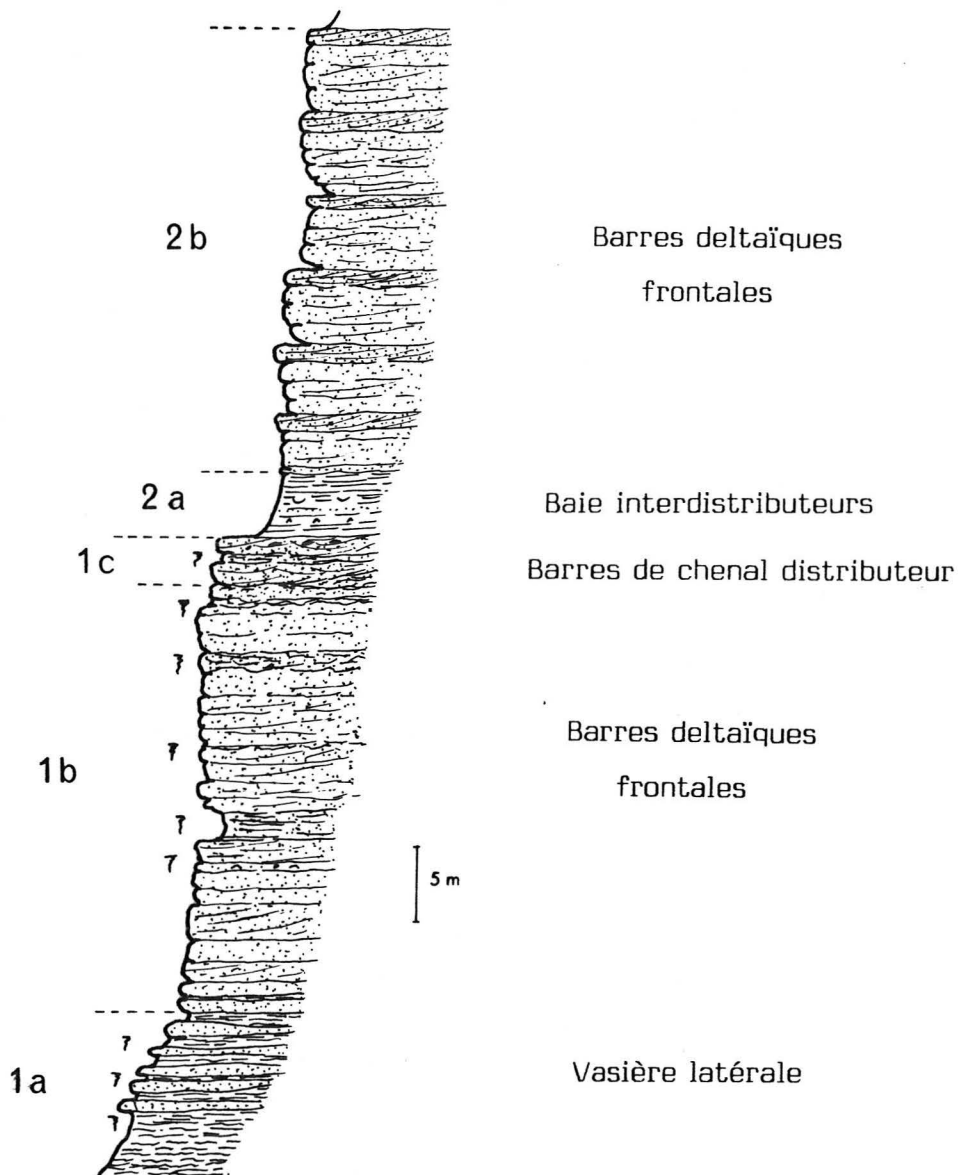


Fig. 68 - Organisation séquentielle dans l'ensemble supérieur gréseux ; (légende dans le texte).

La séquence 1, épaisse d'une quarantaine de mètres, comprend trois termes principaux :

- 1a, alternances de grès blancs en bancs irréguliers, plus ou moins lenticulaires, à base non ravinante et à litage horizontal à subhorizontal et d'argiles silteuses jaunâtres très bioturbées ;
- 1b, grès blancs fins, bien classés, en bancs métriques à plurimétriques, à litage subhorizontal ou oblique. Le toit de plusieurs bancs est complètement bioturbé et les terriers thalassinoïdes sont particulièrement denses dans les niveaux du sommet ;
- 1c, grès roux moyens à grossiers, ravinant le terme précédent, à litage en auge ou oblique entrecroisé, en unités lenticulaires se ravinant les unes les autres. En microfaciès, ce sont des grès mal classés, à grains anguleux, de taille comprise entre 150 et 200 microns pour la fraction la plus fine et entre 0,5 et 1 mm pour la phase grossière. A noter également, la présence de quelques galets arrondis de grès dont la taille varie de 2 à 10 cm.

La séquence 2 débute par des argiles silteuses vertes (2a), à passées argilo-calcaires grises à débris de lamellibranches, dont des huîtres, et à petits lits discontinus de gypse. Elles sont surmontées par un ensemble rythmique gréseux (2b), constitué de 5 unités comprenant :

- des grès blancs à litage horizontal ou oblique avec de grands sets à pente habituellement faible, de plusieurs mètres de longueur, le tout ayant un débit en grand, plus ou moins lenticulaire ;
- des grès roux moyens à débris de lamellibranches et d'échinodermes. Le litage est fréquemment oblique entrecroisé avec des structures en "herringbone" ou en faisceaux, de quelques décimètres d'épaisseur, de lits obliques à concavité tournée vers le haut et dont la pente, orientée dans des directions multiples, est comprise entre 10 et 25 degrés.

Interprétation.

La séquence 1 est une séquence de comblement coarsening-up qui évolue de la base du front deltaïque jusqu'à un chenal distributeur :

- le terme 1a correspond aux dépôts d'une zone de vasière en marge ou à la base du front deltaïque. Lorsque les arrivées terrigènes sont peu abondantes, le fond est argilo-silteux et intensément bioturbé par une endofaune qui n'a laissé aucun reste squelettique. Lors des épisodes, probablement plus courts, de flux sableux élevé, le fond se couvre alors d'une pellicule de sable, de quelques décimètres d'épaisseur ;
- les grès blancs fins du terme 1b représentent les dépôts de front de delta, probablement les sables de barres d'embouchure dont la partie supérieure évolue, à l'occasion d'un ralentissement ou d'un arrêt momentané des apports sableux, en "tidal flat" intensément bioturbé ;
- les grès roux du terme 1c sont interprétés comme les dépôts de remplissage d'un chenal, découpant le sommet d'une barre d'embouchure abandonnée à la suite de modifications intervenant dans la trajectoire d'un distributeur ou bien d'une extension du réseau fluvial.

La séquence 2 est également une séquence de comblement avec successivement :

- un terme basal (2a), argilo-vaseux ou calcaréo-vaseux, indiquant un milieu protégé, calme, ouvert sur le milieu marin, au moins temporairement (présence d'huîtres) mais aussi plus ou moins confiné (présence de gypse). Ce type d'environnement est celui des baies interdistributeurs qui jouxtent les zones de distribution ;

- le second terme (2b), entièrement gréseux, marque le retour des arrivées terrigènes qui s'effectue en cinq étapes successives. Chacune des petites séquences s'interprète de la façon suivante :

- . les grès blancs correspondent à des sables de front deltaïque (barres d'embouchure ou levées latérales), accumulés lors des périodes d'apports abondants ;

- . les grès roux à débris bioclastiques (lamellibranches et oursins) à litage oblique, superposés aux grès blancs, correspondent à des sables de la partie supérieure des barres fronto-deltaïques, façonnées postérieurement par les courants (de houle et de marée) en un système de rides et mégarides, lors d'un ralentissement ou d'un arrêt momentané des arrivées terrigènes sableuses.

Ces processus, faisant intervenir les variations du flux terrigène et l'action des courants de houle et de marée, se répètent très fréquemment pendant le dépôt de la séquence supérieure. Dans certaines séquences élémentaires, au-dessus des grès blancs des barres fronto-deltaïques, on observe des petits chenaux de marée, métriques, à base ravinante, dont le fond est tapissé de coquilles de lamellibranches. Dans d'autres séquences élémentaires, les grès des barres deltaïques sont surmontés de grès fins argileux à petites lentilles gréseuses et à flaser-beddings. Ce dernier type de séquence correspond au passage des sables de barre à des sables vaseux de tidal flat développé au sommet de la barre dans la zone d'action des marées.

Un dernier type de séquence, très fréquent dans la partie terminale de la formation, montre des grès moyens surmontés de grès argileux fins, complètement bioturbés et d'argiles silteuses également très bioturbées. Ces séquences fining-up sont des séquences d'abandon de barre de distributeur, avec passage à la zone de tidal flats qui jouxte la bordure de la plaine deltaïque. L'énergie des courants y est très faible, ce qui permet le dépôt des sédiments plus fins qui seront par la suite affectés par une intense bioturbation due très vraisemblablement à des crustacés fouisseurs (terriers thalassinoïdes fréquents).

B - CONCLUSION

Comme dans le Terni-Masgout, les Grès supérieurs de Bou Rached se sont déposés au cours de deux phases distinctes de sédimentation :

- la première, typiquement fluviale, caractérisée par des dépôts sableux mis en place dans la plaine deltaïque supérieure, lors des fortes inondations d'un réseau fluviale en tresse à débit et charge solide très variables ;

- la seconde, franchement deltaïque, au cours de laquelle s'accumulent des sables formant des barres au front d'un delta dont la plus grande partie est actuellement effondrée et masquée par les formations tertiaires du bassin de Guercif.

III - LES RELATIONS LATÉRALES ENTRE TERNI-MASGOUT ET TAOURIRT

En comparant les coupes des régions du Terni-Masgout et de Taourirt et en utilisant les diverses interprétations séquentielles, on peut tenter d'esquisser, malgré l'importante lacune d'observation liée à l'effondrement tectonique du bassin de Guercif, la géométrie des 2 corps sédimentaires correspondant aux 2 phases successives de sédimentation.

Deux dispositifs sensiblement différents peuvent être proposés (fig. 69) :

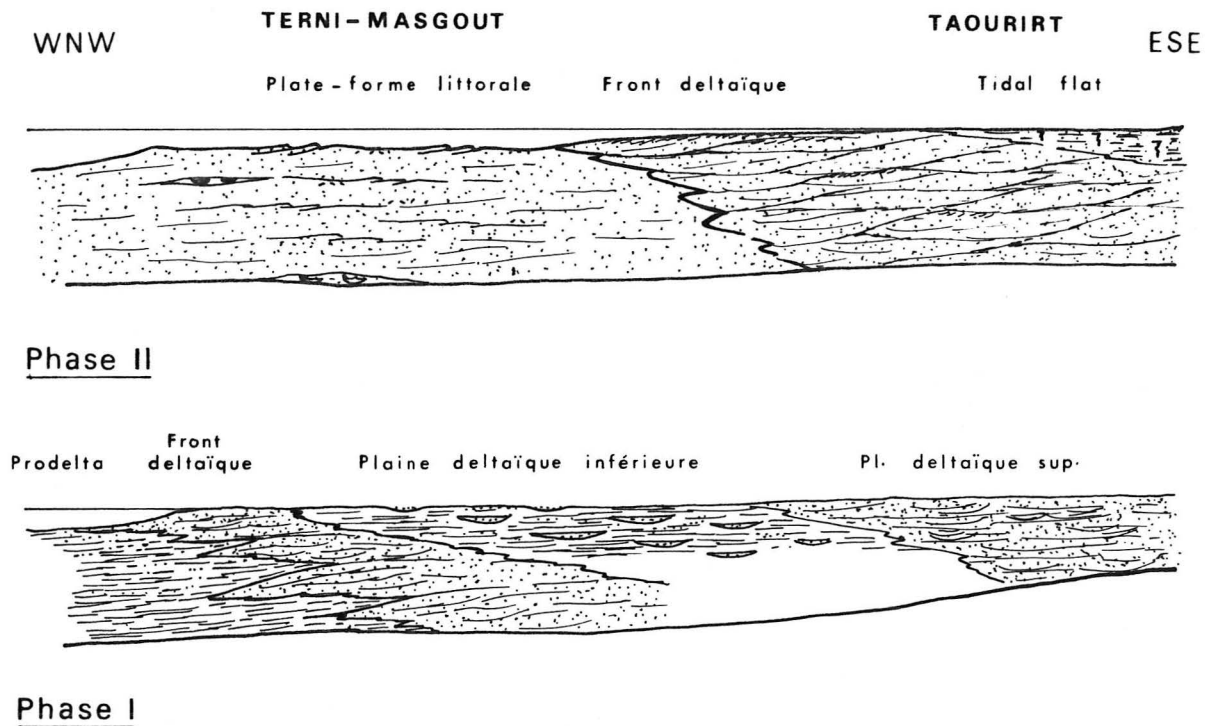


Fig. 69 - Organisation horizontale possible des dispositifs lors des 2 phases de sédimentation des Grès supérieurs de Bou Rached.

- le dispositif de la phase I correspond à un système deltaïque classique avec le prodelta à dépôts vaseux argilo-silteux verdâtres, le front deltaïque sableux, la plaine deltaïque inférieure à sédimentation argilo-vaseuse à lentilles sableuses chenalisées et la plaine deltaïque supérieure avec son réseau fluvial en tresse à dépôts entièrement sableux ;

- le dispositif de la phase II comprend la plate-forme littorale sableuse accidentée de barres et de dunes sous-marines, le front deltaïque sableux soumis épisodiquement à une destruction partielle et la zone d'estran (tidal flat) argilo-sableuse, très bioturbée.

Ces deux dispositifs sont le reflet de deux styles sédimentaires liés apparemment à l'importance du détritisme sableux et contrôlés vraisemblablement par les conditions climatiques. Dans le premier cas, l'essentiel du matériel sableux paraît concentré au niveau du système fluviatile de la plaine deltaïque supérieure; une partie, cependant, transite par des chenaux qui parcourent la plaine deltaïque inférieure pour aboutir finalement au front du delta. Le mécanisme de mise en place des dépôts sableux dans le système fluviatile en tresse, avec des périodes d'inondation suivies de périodes d'étiage, semble indiquer un climat à saisons contrastées. Par contre, dans le second cas, la généralisation du détritisme sableux à tout le système deltaïque pourrait être la conséquence de conditions climatiques plus uniformes.

CONCLUSION

* *

Les Grès des Beni Durimeuch, ainsi que leurs homologues algériens correspondent aux dépôts d'un vaste complexe terrigène qui s'étale sur le plateau continental des marges rifaines et telliennes et du "fossé" de l'Atlas saharien occidental. Au Maroc nord-oriental, la sédimentation se développe, en deux étapes successives, dans deux grands domaines sédimentaires, sous l'étroite dépendance de la mobilité tectonique et de la valeur du flux terrigène. Ainsi, au cours des deux stades d'évolution, se sont inscrites deux paléogéographies successives dans un cadre morphostructural donné.

1 - Les étapes de l'évolution sédimentaire (fig. 70).

Dans le secteur oriental, quatre stades successifs, correspondant aux quatre séquences majeures (SI à SIV), ont été distingués.

Les séquences SI et SII représentent deux stades relativement continus d'une même phase de comblement montrant le passage des milieux externes de plate-forme (talus et bordure) aux milieux de plate-forme littorale à sédimentation terrigène dominante.

SECTEUR OCCIDENTAL		SECTEUR ORIENTAL			
MASGOUT-TERNI	TAOURIRT	HASSI BERKANE	J. ACHAOUN		
Pl. - forme littorale terrigenne	Tidal flat	Pl.-f. littorale terrigenne	Pl.-f. littorale terrigenne	SIV	P H A S E II
	Front deltaïque	Bordure et pl.-f. externes carbonatées ou terrigenes	Lagune Pl.-f. littorale Bord. carbonatée Pl.f. externe	SIII	
Plaine deltaïque inférieure	Plaine deltaïque supérieure	Pl.-f.littorale terrigenne	Pl.-f. littorale terrigenne	SII	P H A S E I
Front deltaïque		Talus externe carbonaté	Bordure carbonatée	SI	

Fig. 70 - Les étapes de l'évolution sédimentaire et des milieux de dépôt.

Les séquences SIII et SIV témoignent d'une seconde phase de comblement, à évolution saccadée, assez proche de la précédente, mais avec une plus grande diversification des milieux de dépôt.

Dans le domaine occidental, les différents ensembles peuvent être corrélés avec ceux des Beni-Snassen. La première phase d'évolution correspond à une séquence deltaïque régressive montrant le passage d'une zone de front de delta à la plaine deltaïque inférieure dans le Terni-Masgout. La séquence homologue de Taourirt caractérise des dépôts de plaine deltaïque supérieure. La seconde phase marque, comme dans les Beni-Snassen, le retour à des conditions marines, d'abord plus franches, puis de plate-forme littorale à dominante terrigène dans le Terni-Masgout alors que se met en place un deuxième corps deltaïque dans la région de Taourirt.

2 - Les paléogéographies successives.

En faisant abstraction des diverses modifications locales et des fluctuations mineures à l'échelle de la marge, le dispositif sédimentaire général présente une relative constance dans la répartition paléogéographique des grands domaines, en raison d'un comblement globalement en équilibre avec l'enfoncement dû à la subsidence. Par contre, à l'intérieur de chaque domaine sédimentaire, les variations dans l'agencement des paléomilieux juxtaposés sont nombreuses et enregistrées au niveau de l'organisation séquentielle élémentaire et principale.

Le motif sédimentaire régional déduit de l'étude sédimentologique est celui d'une plate-forme marginale terrigène alimentée par un complexe deltaïque. Cette plate-forme, d'environ 50 à 60 kilomètres de large et orientée SW-NE, est adossée à une aire continentale méridionale émergée (Pays des Horsts, Hauts Plateaux et Moyen Atlas) par laquelle transite le matériel terrigène sableux, d'origine plus lointaine, très probablement saharienne. Du côté externe, la limite est caractérisée soit par une zone de bordure, carbonatée ou non, soit par le front de l'édifice deltaïque, qui domine le bassin rifain situé au Nord et au Nord-Ouest.

Les deux phases de l'évolution, évoquées précédemment, enregistrent en réalité les variations de ce motif en relation avec l'importance du volume des arrivées terrigènes aboutissant au delta puis à la plate-forme.

a) Première variante : l'apport terrigène est modéré (fig. 71).

La principale caractéristique est la présence d'un édifice deltaïque, dont le front reste assez modeste et l'existence d'une plate-forme littorale avec une bordure carbonatée bien développée.

Dans l'édifice deltaïque on rencontre, du pôle proximal au pôle distal :

- des dépôts sableux silicoclastiques sur la plaine deltaïque supérieure (a), à affinités fluviatiles très marquées, mis en place lors de périodes d'inondation par un réseau fluviatile en tresse, sous forme de nappes de sables fins ;
- des dépôts argileux et sableux sur la plaine deltaïque inférieure (b), argileux dans les zones de vasières installées entre les distributeurs et sableux dans les chenaux distributeurs ;

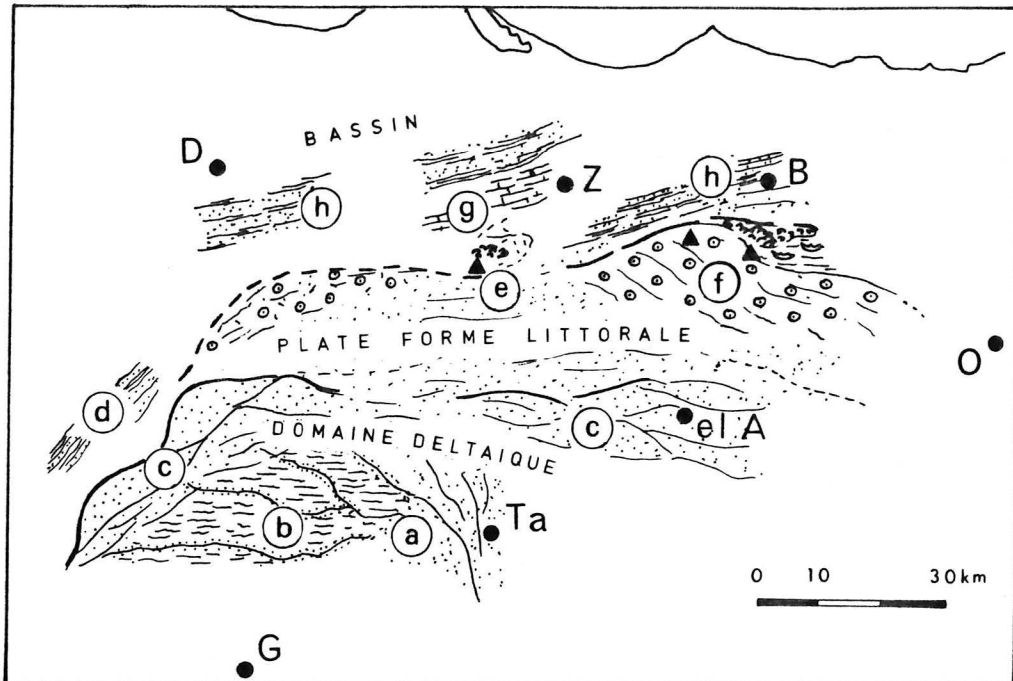


Fig. 71 - Dispositif paléogéographique réalisé au cours de la phase I.
a à h: légende dans le texte. Les corps deltaïques frontaux
de la région d'el Aïoun sont supposés.

- des dépôts sableux silicoclastiques de front deltaïque (c), organisés en une série de corps lenticulaires ou barres d'embouchure dont l'extension horizontale reste toujours modeste (sur la figure 71 leurs dimensions sont très exagérées) ;
- des dépôts rythmiques argileux et sableux de prodelta (d).

Sur la plate-forme littorale, en position distale ou latérale par rapport au front du delta, deux types principaux d'accumulations sableuses peuvent être distingués :

- des sables fins silicoclastiques qui couvrent une zone littorale (e), prolongement distal et latéral du front deltaïque dont la partie la plus externe peut être remodelée puis redistribuée par les courants littoraux ;
- des sables grossiers carbonatés occupant la bordure de la plate-forme (f), avec notamment des sables oolitiques et bioclastiques, dont les éléments sont issus du démantèlement et de la fragmentation de bioconstructions à madréporaires et des organismes les accompagnant.

Sur la plate-forme externe, l'organisation des paléomilieux est plus

monotone, on rencontre :

- des sables vaseux et des vases sableuses dans les zones de talus externe à sédimentation carbonatée (g), dont les parties les plus basses sont colonisées par les spongiaires ;
- des vases argileuses et des sables fins, à caractère rythmique (h), dans les zones à sédimentation terrigène.

Enfin, dans le domaine de bassin, se déposent des vases et des sables fins, à aspect flyschöide, interprétés par Wildi (1981) comme les sédiments d'un cône détritique d'eaux profondes (deep-sea fan).

b) Deuxième variante : l'apport terrigène est abondant (fig. 72).

Les dimensions du domaine de plate-forme restent approximativement les mêmes, seule la répartition des milieux de dépôts enregistre des modifications notoires ; l'augmentation du détritisme tend à uniformiser la sédimentation sur la plate-forme littorale et même dans le complexe deltaïque.

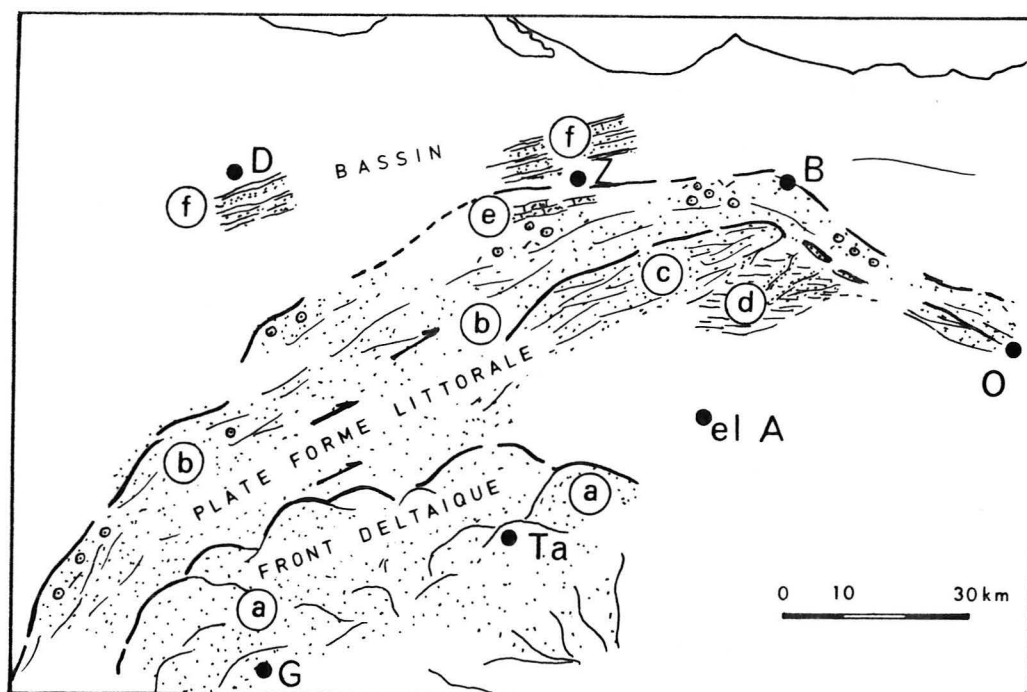


Fig. 72 - Dispositif paléogéographique réalisé au cours de la phase II.
a à f : légende dans le texte.

Le domaine deltaïque, observable seulement dans la région de Taourirt, devait occuper une position sensiblement plus méridionale que l'édifice précédent, très vraisemblablement à l'emplacement de l'actuelle plaine de Guercif. Par extrapolation avec ce que l'on connaît vers Taourirt, on peut envisager un vaste front deltaïque sableux à lobes superposés (a), plus ou moins étalés en fonction de la valeur du flux terrigène.

La plate-forme littorale, mieux connue, correspond à un domaine situé en position distale ou latérale par rapport à l'édifice deltaïque. Il s'y accumule des sables fins silicoclastiques (b), remobilisés à partir des dépôts du front deltaïque, puis transportés par les courants de dérive, perpendiculairement à l'axe de progradation du delta, suivant une direction moyenne W-E à WSW-ENE et déposés enfin sous forme d'épandages sableux plus ou moins épais. Sur la frange côtière, le fond est remodelé par les courants de houle et de marée qui édifient diverses formes en relief telles que rides, dunes sous-marines, pouvant évoluer en cordons littoraux ou en îles-barrières (c) qui peuvent abriter proximalelement une zone de baie et de lagune (d) à dépôts vaseux à vaso-sableux. Sur la bordure externe de la plate-forme littorale, la sédimentation carbonatée n'est qu'épisodique et représentée que par des sables oolitiques et bioclastiques (e) et par quelques bioconstructions dispersées.

Sur la plate-forme externe se déposent des vases argileuses et des sables fins (f) à caractère rythmique.

3 - Comparaisons des dispositifs de la marge rifaine avec des modèles connus, fossiles ou actuels.

Le dispositif réalisé au cours de la phase I n'est comparable à aucun modèle actuel de plate-forme marginale qui comporterait un complexe deltaïque passant latéralement à une zone de plate-forme littorale à bordure carbonatée, oolitique et bioclastique, très développée. On peut tout au plus, d'un point de vue morphologie, rapprocher l'édifice deltaïque de celui de la Mahakan (G.P. Allen *et al.*, 1979) ou du lobe Lafourche du delta holocène du Mississippi (Fisher *et al.*, 1969).

Par contre, le dispositif réalisé au cours de la phase II peut être avantageusement comparé à ceux de la plate-forme marginale éocène et holocène du Golfe du Mexique (fig. 73). Fisher et Mac Gowen (1969) ont décrit un système tout à fait semblable mis en évidence dans l'Eocène du Wilcox Group du Texas (fig. 73A) avec notamment un delta multilobé (Rockdale delta) se prolongeant latéralement par une plaine littorale (San Marcos strandplain-bay system) où s'accumulent des sables remobilisés puis redistribués à partir du front deltaïque jusqu'à une zone d'îles-barrières et de lagunes (Cotulla barrier-bar system et Indio lagoon system). Ces auteurs remarquent, par ailleurs, de très nombreuses analogies concernant l'organisation et la répartition des milieux, avec le système holocène, delta du Mississippi-Golfe du Mexique (fig. 73 B).

Dans notre cas, comme dans ceux du Golfe du Mexique, la répartition des dépôts est contrôlée par au moins trois facteurs : la dynamique fluviatile (valeur du flux terrigène), la dynamique littorale (courants de dérive) et la subsidence qui compense le comblement.

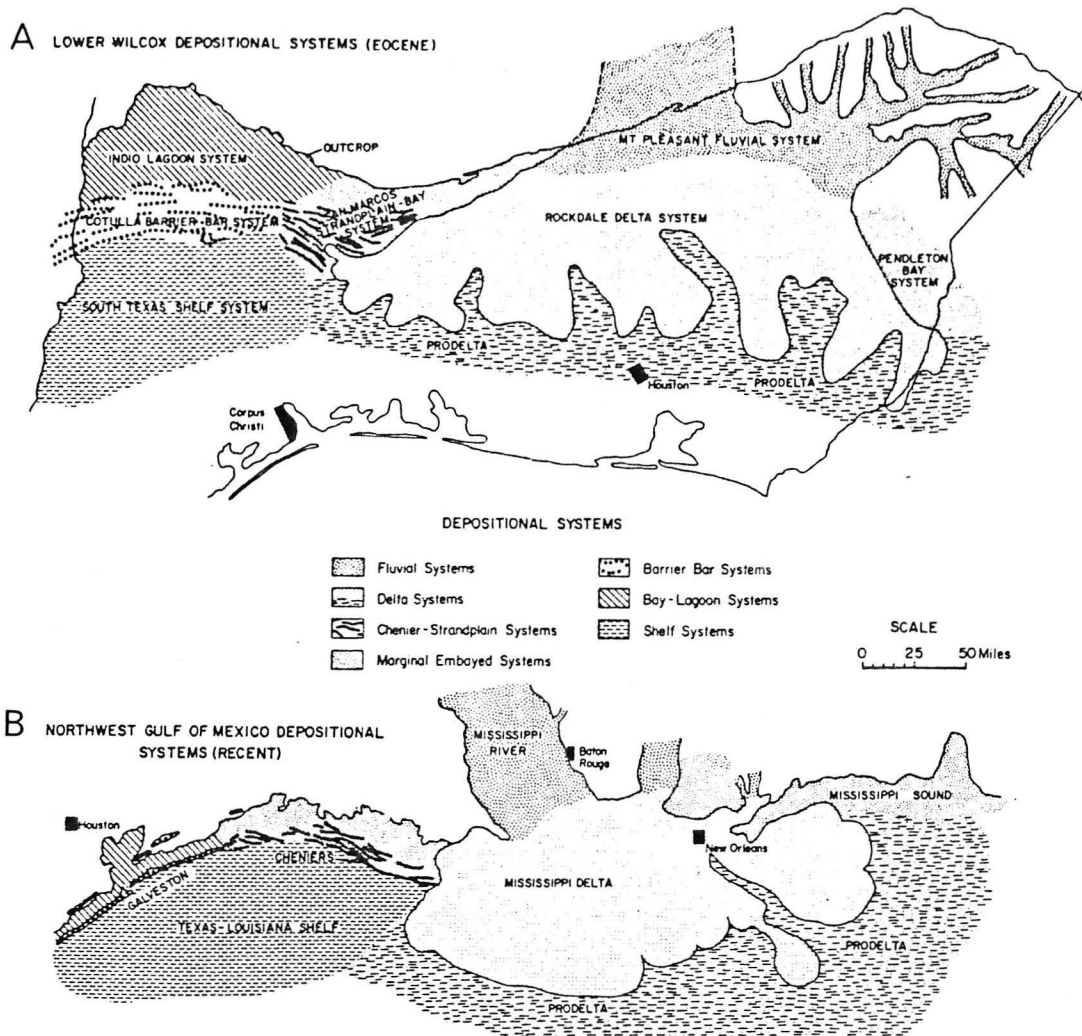


Fig. 73 - Les systèmes deltaïques et de plate-forme du Wilcox Group (Eocène) et du NW du Golfe du Mexique (Holocène), d'après Fisher et Mac Gowen (1969).

4 - Les contrôles de la sédimentation.

Comme dans tous les systèmes de plate-forme marginale, la sédimentogénèse sur la marge rifaine est sous contrôle direct du facteur tectonique et dans une moindre mesure du facteur climatique dont le rôle se manifeste plus au niveau des provinces distributrices que sur la marge elle-même.

a) Le facteur tectonique.

Ses manifestations ont déjà été notées à propos des différences d'épaisseurs entre les dépôts du Jbel Achaoun et ceux du Jorf el Abiod. Dans le domaine occidental les variations d'épaisseurs sont peu sensibles.

Le contrôle tectonique se manifeste surtout dans l'évolution séquentielle ; en effet, les deux phases de l'évolution sédimentaire peuvent être interprétées

comme les conséquences de la mobilité du tréfonds agissant :

- soit par des mouvements négatifs rapides qui engendrent des modifications plus ou moins importantes dans la répartition des motifs sédimentaires ;
- soit par des mouvements négatifs lents, moins perceptibles, compensant la surcharge sédimentaire et qui se traduisent par des surépaisseurs et des variations mineures dans l'organisation des milieux de dépôts.

La coupure nette, qui marque le passage de la phase I à la phase II, témoigne de mouvements négatifs rapides sur l'ensemble du domaine :

- dans le secteur oriental, le régime de plate-forme littorale très peu profonde à sédimentation grés-carbonatée (SI + SII) est brusquement remplacé par un régime de plate-forme externe à dépôts argilo-gréseux ;
- dans le secteur occidental, la sédimentation deltaïque du Terni-Masgout fait place à un régime marin de plate-forme littorale et dans la région de Taourirt, les dépôts fluviatiles sont remplacés par des sédiments fronto-deltaïques.

Cette nette transgressivité sur toute la plate-forme résulte très vraisemblablement d'une accélération de la subsidence entraînant ainsi une ingression marine sur un domaine où la morphologie devait être, au départ, très peu accentuée.

La subsidence se manifeste également de façon moins spectaculaire, simplement par petits à-coups dont les effets, à caractères locaux, sont enregistrés au niveau des nombreuses séquences élémentaires et principales.

Enfin, la subsidence intervient sous une forme plus générale, mais plus discrète dans ses manifestations, par compensation de la surcharge sédimentaire.

Tous ces mouvements négatifs sur le domaine marginal ont pu avoir pour équivalents des mouvements positifs sur l'arrière-pays continental dont les effets auraient eu pour conséquence un rajeunissement des reliefs des provinces distributrices de matériel terrigène et l'émersion du domaine atlasique (Haut-Atlas et Moyen-Atlas) amorcée depuis le Bathonien.

b) Le contrôle climatique.

En l'absence d'analyses géochimiques et minéralogiques d'argiles, les arguments permettant d'apporter quelques précisions à propos du climat sont les suivants :

- tout d'abord, la présence des carbonates, même si elle n'est qu'épisodique, et le développement fréquent de bioconstructions de madréporaires témoignent d'un climat qui devait être plutôt chaud ;
- l'imposant volume de matériel terrigène silicoclastique qui aboutit à la marge, suppose des cours d'eau suffisamment importants pour en assurer le transport et, par conséquent, une pluviosité probablement assez élevée pour générer de puissants et longs fleuves issus des provinces distributrices méridionales.

Ces deux arguments laissent donc supposer un climat chaud et humide ; cette hypothèse rejoint celle de Delfaud (1975 et 1983) qui suggère un climat de type tropical humide lors de la mise en place des Grès des Ksour dans l'Atlas saharien.

5 - La marge rifaine nord-orientale dans le cadre paléogéographique maghrébin.

Les Grès des Beni Ourimeuch ont pour équivalent, en Algérie occidentale, les Grès de Bou Medine dans le domaine tlemcenien et les Grès des Ksour dans l'Atlas saharien (fig. 74) :

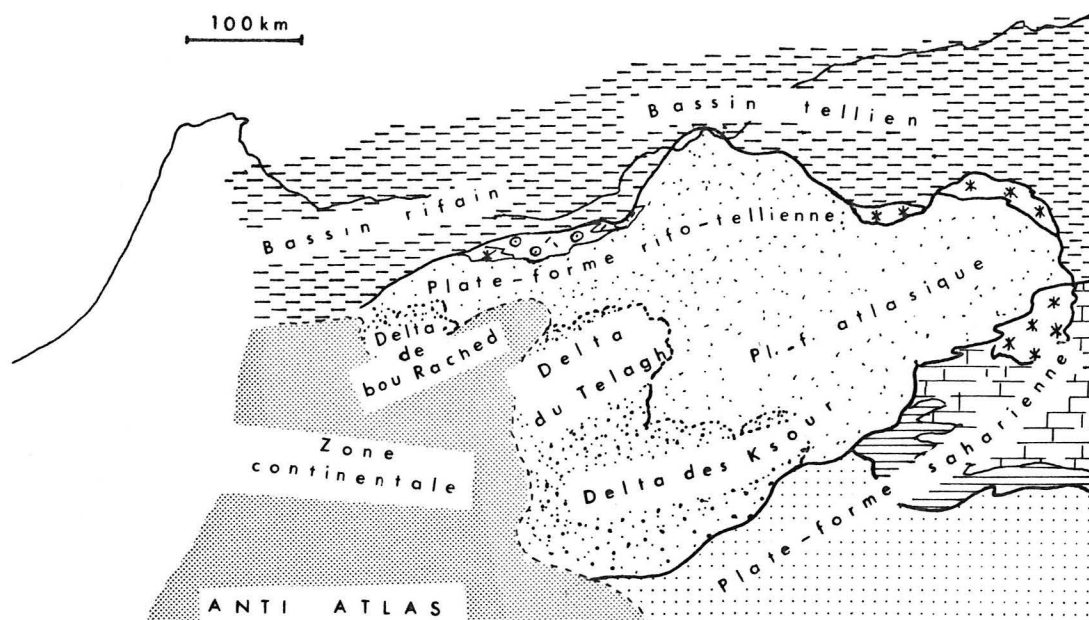


Fig. 74 - Schéma paléogéographique possible de la bordure nord-occidentale de la plaque africaine à l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur, (voir liste des travaux utilisés, fig. 4)

- dans le domaine tlemcenien (plate-forme tellienne), les Grès de Bou Medine se sont mis en place dans un contexte sédimentaire assez proche de celui du Maroc nord-oriental. Benest (1985) en fait des dépôts de "...plate-forme très peu inclinée, encombrée par des levées sableuses, rapidement aplanies et presque continuellement immergées...", parcourue par "...un système de chenaux (de direction moyenne N-S), à fond plat, ..." et prolongée proximale par un édifice deltaïque installé sur le Telagh (Augier, 1969). Elle constitue, avec celle du Maroc nord-oriental, un vaste système de plate-forme marginale (plate-forme rifo-tellienne) qui domine les bassins rifain et tellien où se déposent des sédiments rythmiques à caractères flyschoides ;

- dans l'Atlas saharien, les Grès des Ksour ont été interprétés (Delfaud, 1974 et 1975) comme les dépôts d'un vaste système de delta et de plate-forme (plate-forme atlasique) progradant du SW en direction du NE.

Les provinces distributrices de matériel terrigène, de toute évidence, méridionales, devaient correspondre aux massifs anciens, antécambriens et paléozoïques, de l'Anti-Atlas et du Sahara occidental, constitués par des séries d'origine plutonique et sédimentaire.

Deuxième Partie

LES FORMATIONS DE MECHRA KLILA ET D'AHMAR LAKHDAR

* * * * *

Les Calcaires de Mechra Klila affleurent sur à peu près tout le domaine d'étude, par contre, les Marno-calcaires et Calcaires d'Ahmar Lakhdar ne sont exposés que dans la partie centrale des Beni Snassen occidentaux et des Beni Bou Yah, dans des zones structurellement effondrées entre les grands accidents N120-140.

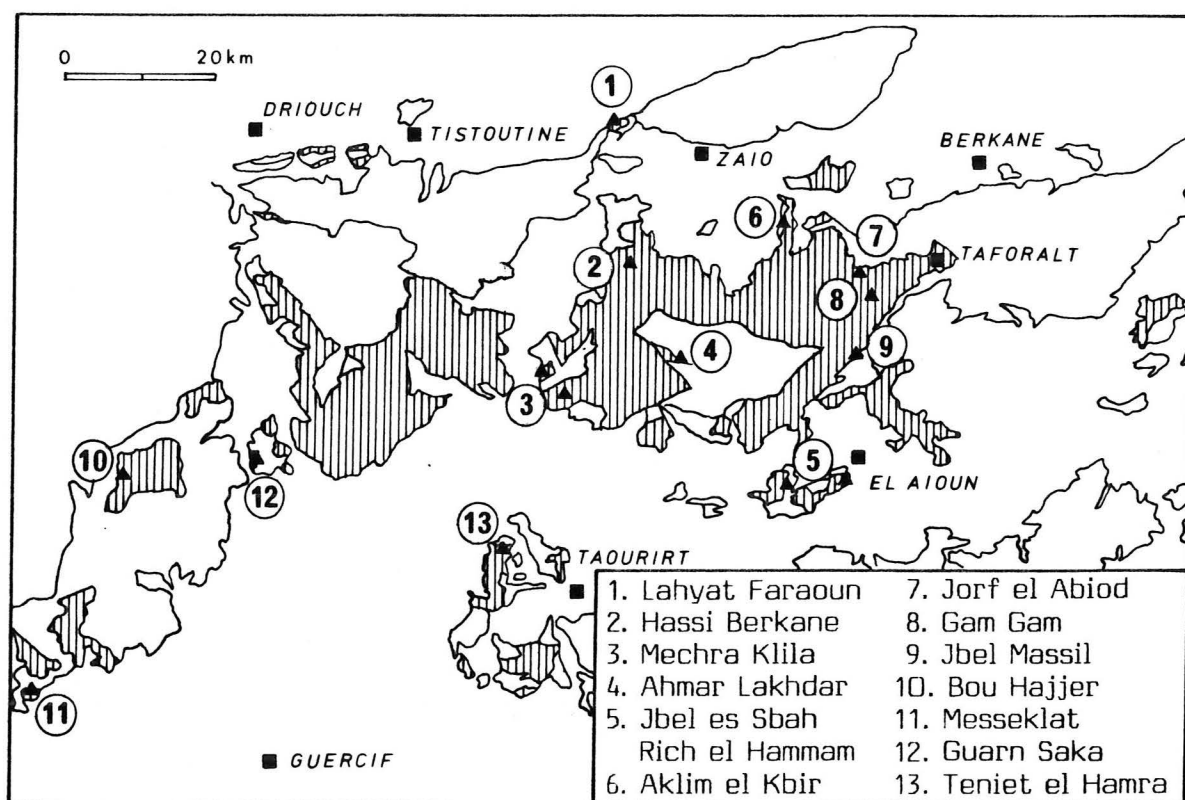


Fig. 75 - Carte de localisation des affleurements (en hachures verticales) et des coupes.

Chapitre I

ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

* *

Les deux formations sont morphologiquement bien caractérisées dans la topographie de l'avant-pays. Les Calcaires de Mechra Klila constituent la plupart des massifs montagneux, souvent découpés en falaises très abruptes et entaillés de vallées encaissées. Les Marno-calcaires et Calcaires d'Ahmar Lakhdar dessinent un puissant talus marneux, généralement couvert d'éboulis, surmontés par une falaise calcaire ou dolomitique, à patine rousse, toujours très bien individualisée dans le paysage.

I - LES COUPES TYPES

A - LES CALCAIRES DE MECHRA KLILA

1 - Localisation géographique de la coupe-type.

En raison de l'épaisseur très importante de cette formation, aucune coupe complète n'a pu être observée. La partie inférieure, relevée à la Koudiat el Hamiret, est située à environ 3 km au Nord du barrage de Mechra Klila et la partie supérieure, affleurant dans les falaises des gorges de l'Oued Moulouya, est à une distance de 7,5 km en aval du barrage (fig. 76).

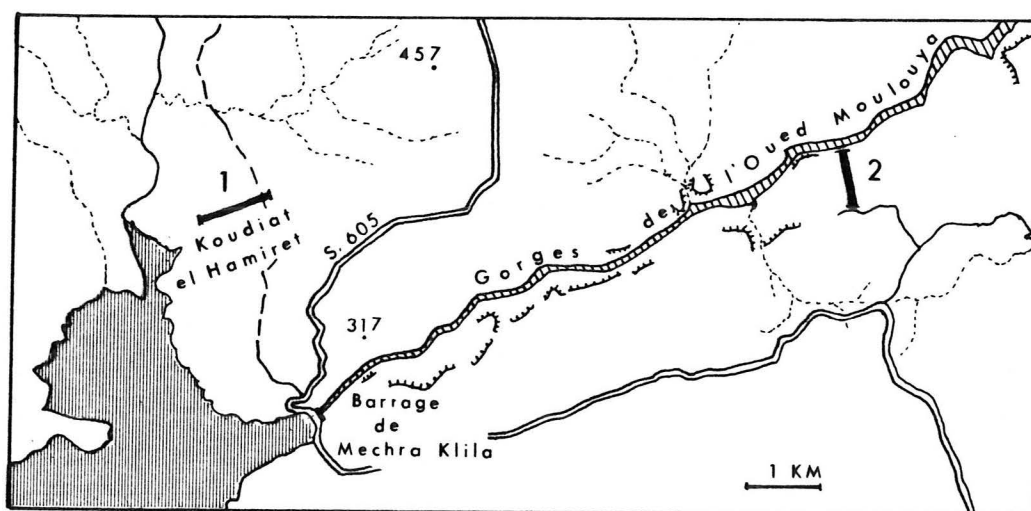


Fig. 76 - Localisation géographique de la coupe-type des Calcaires de Mechra Klila (1- partie inférieure ; 2- partie supérieure).

2 - La coupe Koudiat el Hamiret-gorges de la Moulouya.

A la Koudiat el Hamiret (fig. 77), le passage avec la Formation des Grès des Beni Ourimeuch s'effectue par l'intermédiaire d'une quinzaine de mètres de marnes grises et calcaires micritiques sombres, plus ou moins gréseux dont la teneur en quartz tend à diminuer progressivement vers le haut ; plusieurs passées de bioomicrites et bioosparites quartzeuses s'intercalent dans ce terme de passage.

La suite de la coupe montre, sur environ 220 mètres, une succession d'unités lithologiques plurimétriques à pluridécamétriques comportant à la base, des marnes grises et des calcaires argileux et au sommet des bancs de calcaires grisâtres, très compacts. Ces unités lithologiques sont des séquences élémentaires que l'on peut regrouper en 3 séquences principales stratocroissantes à séquences élémentaires plutôt marneuses dans la partie inférieure et plutôt calcaires au sommet.

Dans les gorges de la Moulouya, la limite inférieure de la coupe ne correspond vraisemblablement pas au sommet de la précédente (sur la figure 77, la valeur de la partie manquante est arbitraire). Dans la falaise très abrupte, on observe, sur environ 275 mètres, des calcaires micritiques compacts en gros bancs, épais de 0,5 m à plus d'un mètre, très stylolisés, interrompus par de petites vires de marnes grises, de quelques mètres d'épaisseur. Ces deux termes, marnes et calcaires massifs, déterminent des ensembles lithologiques ou séquences principales à pôle carbonaté très développé.

Globalement, la Formation des Calcaires de Mechra Klila se présente comme une succession relativement monotone de séquences élémentaires et principales, plutôt marneuses vers la base et calcaires au sommet. Ainsi, 9 séquences principales ont été dénombrées dans la partie accessible de la coupe (leur nombre étant très vraisemblablement supérieur à 9).

Du point de vue faciès, le terme marneux est une micrite argileuse à plus de 50% de carbonates et le terme calcaire, relativement homogène sur toute l'épaisseur de la formation, est une micrite ou une biopelmicrite à algues et à foraminifères benthiques renfermant occasionnellement, quelques niveaux à colonies de stromatoporiés (entiers ou en débris) et à petites formes solitaires de madréporaires.

Les algues, toujours abondantes, appartiennent aux dasycladales : Clypeina jurassica, Campbelliella striata et Salpingoporella annulata, accompagnées de Thaumatoporella parvovesiculifera, Cayeuxia sp. et Bacinella-Lithocodium dans le cortex des oncolites.

Les foraminifères sont représentés en assez grands nombres par Alveosepta jaccardi, Kurnubia palastiniensis (présent dans tous les niveaux), Pseudocyclamina lituus, Nautiloculina oolithica, Valvulina cf. lugeoni et plus rarement par Mesoendothyra sp., Glomospira sp., des lenticulines et enfin par des miliolites toujours très abondantes.

A ces deux types de microorganismes sont également associés des coprolites de crustacés dont Favreina prusensis, des stromatoporiés avec notamment Cladocoropsis mirabilis, des spicules d'éponges calcaires, des ostracodes

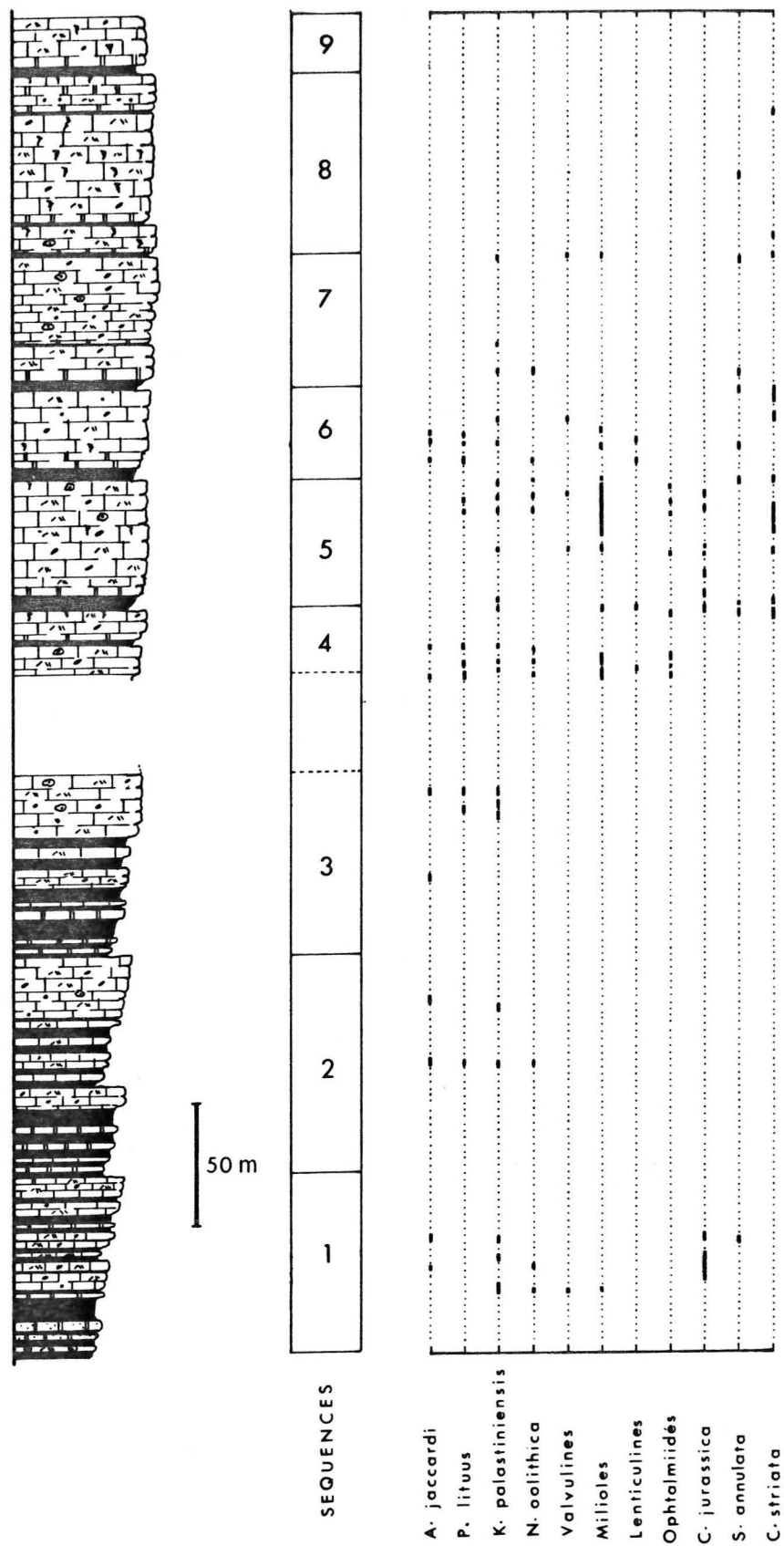


Fig. 77 - Coupe-type des Calcaires de Mechra Klila (1 à 3 : Koudiat el Hamiret ; 4 à 9 : gorges de la Moulouya).

et de nombreux petits gastéropodes.

D'un point de vue écologique, ces organismes indiquent l'étage infralittoral, en domaine de plate-forme littorale abritée ou plate-forme interne, à sédimentation vaseuse sous une tranche d'eau relativement peu épaisse.

B - LES MARNO-CALCAIRES ET CALCAIRES D'AHMAR LAKHDAR

1 - Localisation géographique.

Situé à environ 7 km au SE du barrage de Mechra Homadi (seconde retenue sur l'oued Moulouya), le Jbel Ahmar Lakhdar est une lentille tectonique soulevée, de 5 km de long sur 1 km de large, coincée dans une zone d'accidents qui sépare un compartiment nord, où affleure le Portlandien (Formation de Bou Rhennja), d'un compartiment sud à terrains néocomiens et tertiaires.

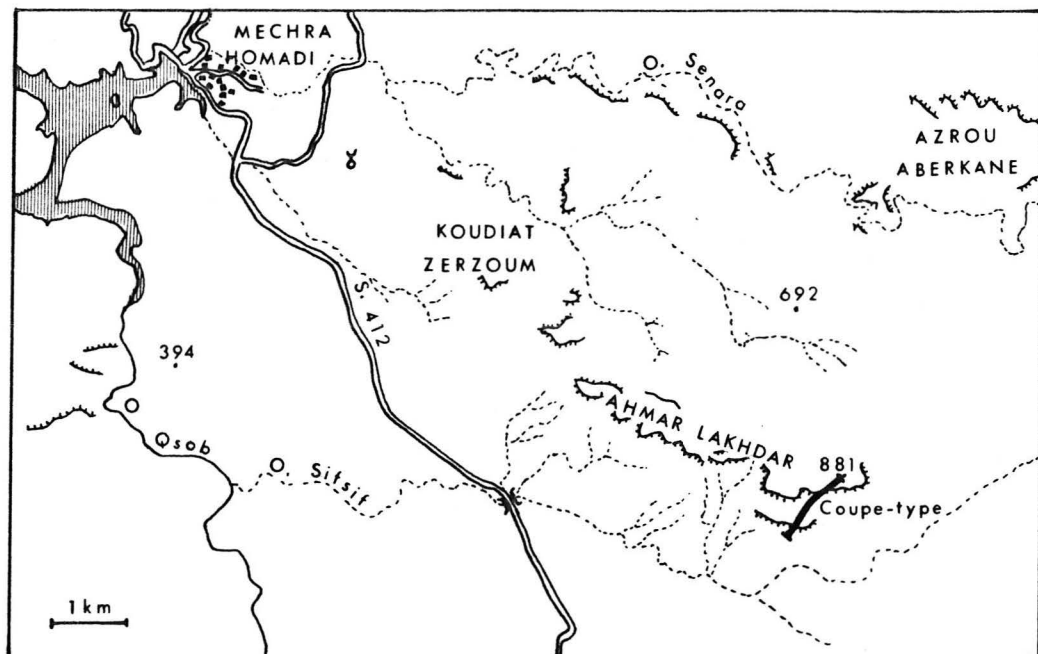


Fig. 78 - Localisation géographique de la coupe-type des Marno-calcaires et Calcaires d'Ahmar Lakhdar.

Les observations ont été effectuées à l'extrémité sud-est du Jbel (fig. 78), depuis la corniche inférieure (sommet de la formation précédente) jusqu'au-dessus de la falaise (point coté 881).

2 - La coupe du Jbel Ahmar Lakhdar.

Cette coupe, ou un équivalent latéral, a été étudiée jadis par Mongin et Monition (1952), puis Monition (1958) et par Hottinger (1967). Ces auteurs décrivent une série continue comprenant, à la base (au pont de l'oued Sif Sif), des couches à ampullines et à nérinées, puis une série calcaréo-

marneuse surmontée par une corniche de calcaire dolomitique. En réalité, les couches à nérinées appartiennent à un compartiment abaissé par un grand accident N140, jalonné de brèches et de lentilles tectoniques, à rejet vertical nettement supérieur à 500 mètres. De ce fait, les couches à nérinées, doivent être rajeunies, leur âge n'étant pas kimméridgien inférieur et moyen mais néocomien. Il en résulte également que l'espèce nouvelle de choffatelles (*Choffatella tingitana*) créée par Hottinger et attribuée au Séquanien dans sa localité-type est d'âge crétacé inférieur (Cattaneo, 1983) ; cet âge est confirmé par Benest (1985) qui date le Berriasien supérieur par l'ostracofaune notamment *Protocythere mazenoti* DONZE (morphotype B).

La coupe proprement dite (fig. 79) montre 3 ensembles lithologiques avec d'abord, dans les trente derniers mètres, les Calcaires de Mechra Klila puis les deux ensembles de la Formation d'Ahmar Lakhdar.

Les deux dernières séquences des Calcaires de Mechra Klila montrent d'abord des dolomies cristallines à passées de laminites stromatolitiques puis des micrites et biomicrites à *Favreina prusensis*, très bioturbées, à terriers thalassinoïdes remplis de dolomicrosparite jaunâtre à favréines et fragments micritiques issus des parois des terriers (dernière séquence).

La Formation d'Ahmar Lakhdar présente, sur environ 250 mètres, deux ensembles de lithologie contrastée, l'un marno-calcaire et l'autre calcaire partiellement dolomitique.

a) L'ensemble inférieur marno-calcaire.

Il correspond au talus en pente douce où alternent vires marneuses et barres de calcaires compacts.

Le passage avec la formation sous-jacente s'effectue par l'intermédiaire de 12 m de calcaires argileux d'aspect très rognoneux et de calcaires micritiques noirs (mudstone) à petits gastéropodes, ostracodes et favréines.

Puis sur environ 150 mètres, se développe une série relativement monotone, à dominante marneuse, où se succèdent des unités métriques à plurimétriques, comportant les faciès suivants :

- 1 : marnes grises à *Everticyclammina virguliana*, petits fragments d'oursins et ostracodes (*Amphicythere* sp. et *Cytherella* sp., cités par Benest, 1985) ainsi que *Schuleridea* sp. ;
- 2 : biomicrites argileuses à ostracodes, qui ne sont en fait qu'un terme un peu plus carbonaté que les marnes ;
- 3 : micrites et biomicrites (mudstone à wackestone), presque entièrement dépourvues d'argiles, ne renfermant que des débris très dispersés (moins de 10%), de couleur rouille, de gastéropodes, lamellibranches et dasycladales (*Campbelliella striata* principalement et *Likanella* sp.), accompagnés de quelques favréines et valves d'ostracodes ;
- 4 : biopelmicrites (wackestone à packstone) et biopelsparites (grainstone) très riches en pellets (*Favreina prusensis* et *F. salevensis*), petites huîtres (*Exogyra virgula*), gastéropodes et foraminifères (*Everticyclammina virguliana*).

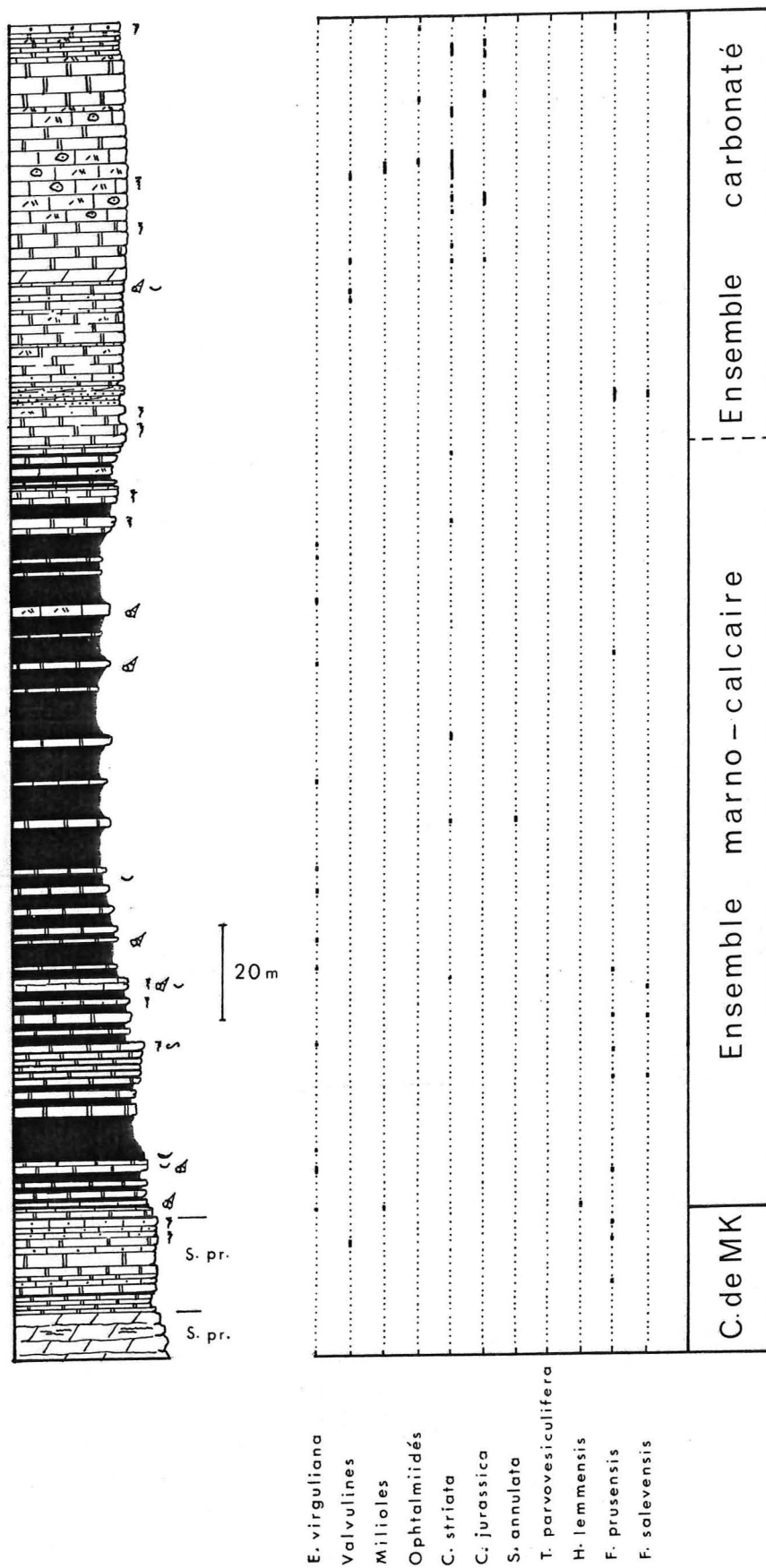


Fig. 79 - Coupe-type des Marno-calcaires et Calcaires d' Ahmar Lakhdar.

Par ailleurs, intercalées dans les marnes ou dans les biomicrites, on observe des lentilles à base parfois légèrement ravinante, de quelques centimètres d'épaisseur à plusieurs mètres d'extension, de biosparites gréseuses granoclassées à très nombreux gastéropodes, éverticyclammines, favréines et coquilles d'huîtres.

Enfin, à l'approche de l'ensemble calcaire sus-jacent, les marnes diminuent progressivement, jusqu'à disparaître complètement.

Du point de vue séquentiel, les termes 1, 2 et 3 sont généralement organisés en séquences élémentaires rythmiques ou cycliques ; le terme 4, plus rare, ne se rencontre qu'au sommet de certaines séquences élémentaires.

b) L'ensemble supérieur carbonaté.

Il comporte, sur environ 85 mètres d'épaisseur, des micrites et des biomicrites (mudstone à wackestone, plus rarement packstone), en gros bancs réguliers, tout à fait semblables à celles des Calcaires de Mechra Klila ; quelques niveaux décimétriques de pelsparites à favréines viennent rompre la monotonie de cette succession. Un de ces niveaux, à 12 mètres de la base, ne renferme que des coprolites de type F. prusensis, disposés en lits obliques de quelques centimètres, faiblement pentés vers le NNW.

La microfaune est plutôt rare ; seuls ont été reconnus quelques exemplaires de Valvulina cf. lugeoni ; les autres espèces telles que A. jaccardi et K. palastiniensis, si abondantes dans les faciès très semblables des Calcaires de Mechra Klila, semblent avoir totalement disparu.

La microflore, par contre, reste la même, avec des dasycladales (Campbelliella striata surtout et Clypeina jurassica), Thaumatoporella parvovesiculifera et des oncolites à cortex algaire de Lithocodium.

c) Le milieu de dépôt.

Les deux types principaux de dépôts sont des vases à dominante argileuse et des vases carbonatées plus ou moins sableuses. Ces sédiments se sont accumulés sur une plate-forme littorale qui, lors des épisodes terrigènes argileux, enregistre des modifications de la nature de son substrat et surtout de la turbidité des eaux, donc de l'éclairement, principal contrôle de la vie végétale. Dans les marnes, la présence d'ostracodes tels que Schuleridea, Amphicythere et Cytherella indiquent que l'environnement est peu profond, à salinité normale. Lors des périodes de sédimentation entièrement carbonatée, le fond est localement colonisé par les dasycladales notamment Campbelliella et bioturbé par des crustacés fouisseurs dont les déjections peuvent s'accumuler sous forme de petites levées ou d'épandages sableux.

C - CONCLUSION

Les deux mégaséquences, correspondant aux Calcaires de Mechra Klila et aux Marno-calcaires et Calcaires d'Ahmar Lakhdar, ont évolué de façon à peu près parallèle, avec, au départ, des dépôts de plate-forme

littorale à sédimentation argilo-vaseuse dominante, puis par disparition progressive des argiles, des dépôts vaseux à sablo-vaseux de plate-forme littorale carbonatée. Tout se passe, apparemment, comme si aucune modification fondamentale de la morphologie de l'aire de dépôt n'intervenait ; la sédimentation argileuse ne semblant pas correspondre à un approfondissement notoire mais plutôt à une augmentation de la charge terrigène argileuse aboutissant à la plate-forme.

II - LES PROFILS-TYPES

Trois profils-types ont été établis à partir de coupes relevées dans trois secteurs :

- le profil I, de la terminaison occidentale des Kebdana jusqu'à el Aïoun ;
- le profil II, dans la partie est des Beni Snassen occidentaux ;
- le profil III, du massif du Terni-Masgout jusqu'à Taourirt.

Le profil I, le plus complet, montre les relations latérales entre les ensembles lithologiques des deux formations, alors que les deux autres profils concernent l'organisation de détail des deux ou trois premières séquences principales des Calcaires de Mechra Klila.

A - LE PROFIL I

1 - Les Calcaires de Mechra Klila.

Les diverses coupes qui composent ce profil (fig. 80) sont alignées selon une direction moyenne subméridienne. De manière générale, aucune coupe complète, continue, n'a pu être relevée et par conséquent, les épaisseurs ne sont pas connues avec précision. Toutefois, sur le flanc nord du Jbel Lamdal, où les Calcaires de Mechra Klila affleurent médiocrement (éboulis dans la partie inférieure) mais en continuité de la base au sommet, on peut estimer l'épaisseur à un peu plus de 600 m.

a) A Lahyat Faraoun.

L'extrémité occidentale des Kebdana offre une série de petites coupes dans les dépôts les plus distaux du dispositif de plate-forme. Les 2 coupes (colonne 1, fig. 80), l'une à la base, l'autre au sommet de la formation, montrent que, d'un point de vue lithologique, la tendance générale est plutôt argileuse avec des marnes grises à gris-bleuté, intercalées de barres de calcaires micritiques bleutés à noirs, de quelques décimètres à quelques mètres de puissance.

La partie basale comprend 2 séquences principales complètes, avec de bas en haut : des pélites verdâtres et des marnes plus ou moins silteuses intercalées de petits bancs de calcaires argilo-silteux renfermant une faune de petits lamellibranches vasicoles, puis des calcaires noirs, en gros bancs,

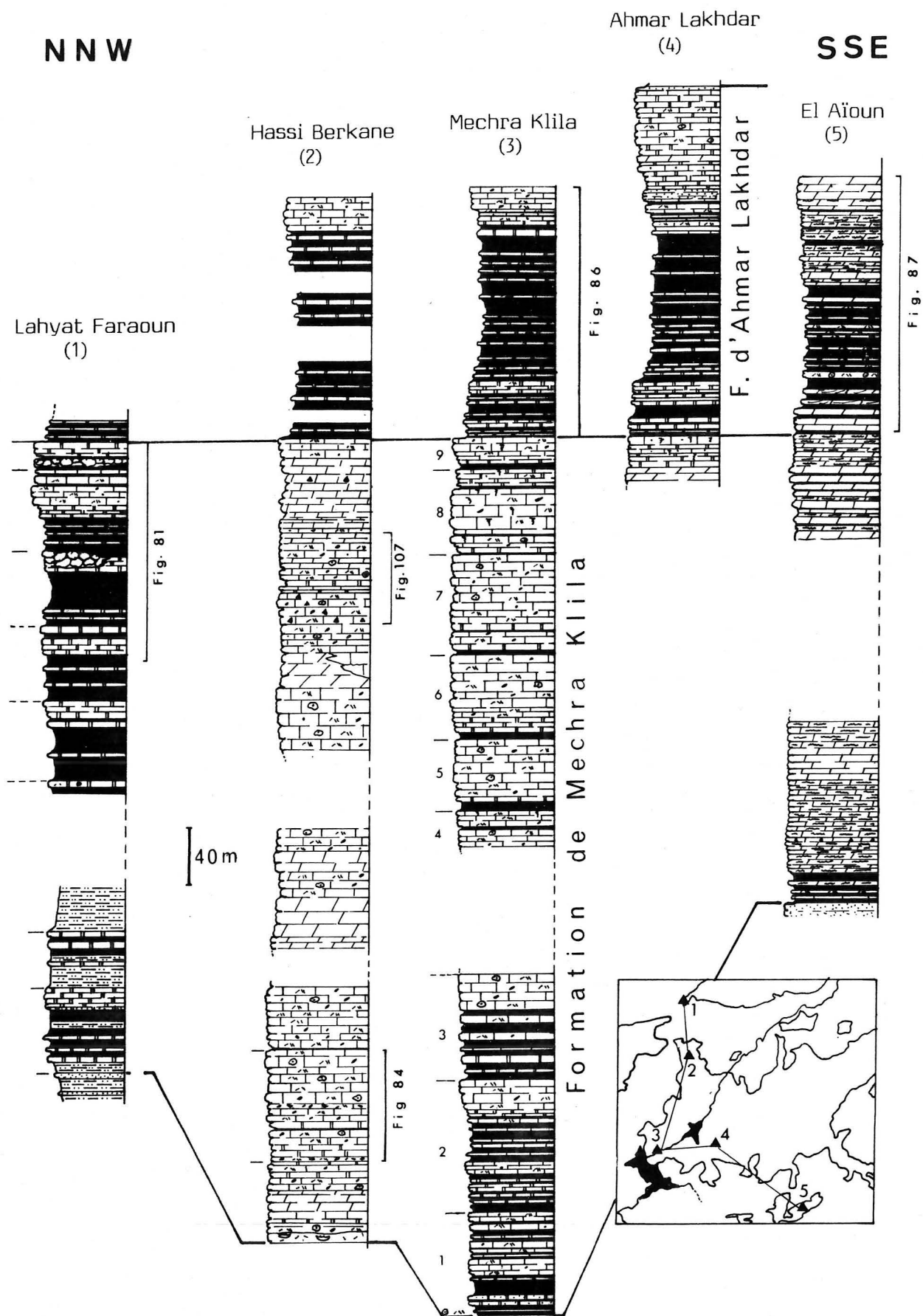


Fig. 80 - Profil-type des Formations de Mechra Klila et d'Ahmar Lakhdar de la partie ouest des Beni Snassen occidentaux.

de micrites à spicules de spongiaires.

La seconde partie de la coupe, dans les 150 derniers mètres, permet d'observer (fig. 81) :

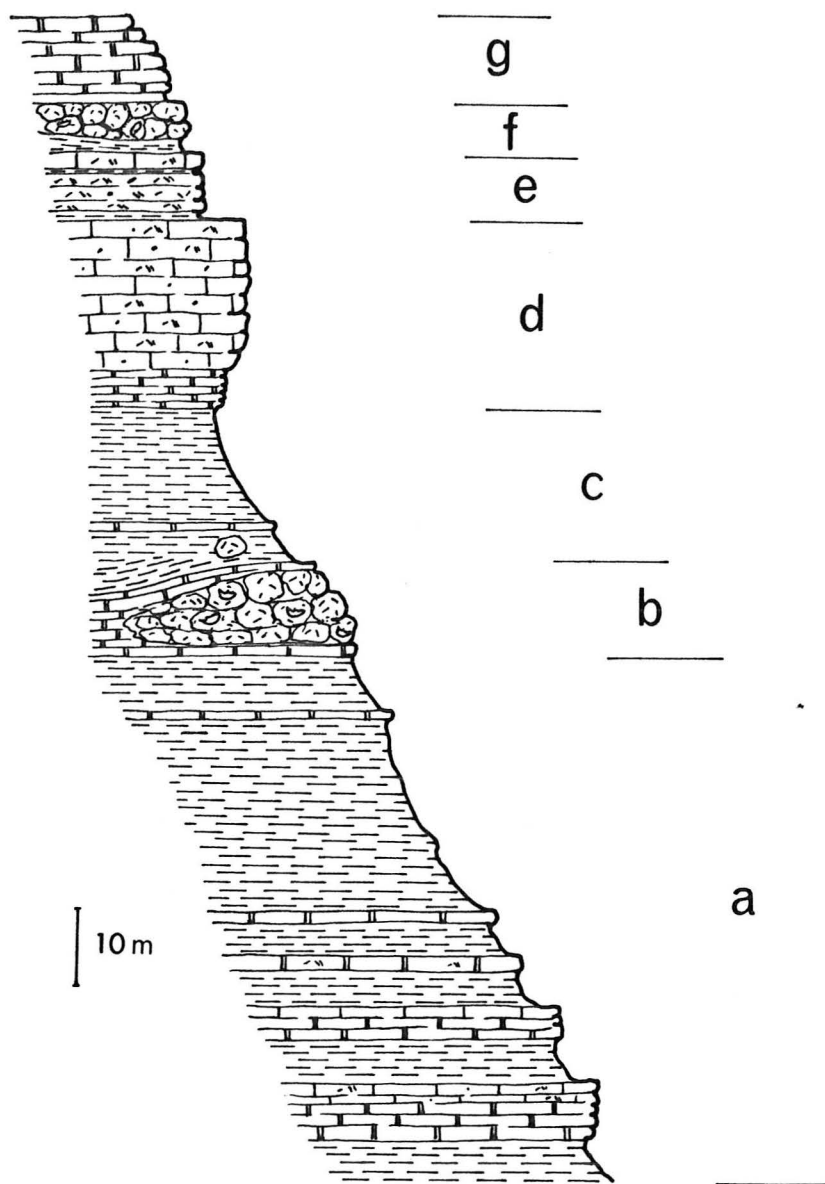


Fig. 81 - Coupe du sommet de Lahyat Faraoun (légende dans le texte).

a : 70 m de marnes grises de barres calcaires se débitant en petits bancs. Les marnes sont quasiment azoïques, à l'exception de quelques très rares lenticulines. Les calcaires sont des biomicrites bioturbées et des biopelmicrites à spicules de spongiaires, petits radioles et plaques d'échinides, entroques, microdébris sparitiques, lenticulines, miliolites et ataxophragmiidés.

- b : une barre massive, dont l'épaisseur varie latéralement (de 7 à 11 m) en quelques dizaines de mètres, montrant un passage de faciès aussi bien vertical qu'horizontal entre des calcaires en petits bancs, identiques à ceux décrits précédemment et des grosses boules, plus ou moins empilées, de calcaires d'aspect bréchique, riches en gros débris de madréporaires ;
- c : des marnes et calcaires argileux, sur une vingtaine de mètres, avec, dans les trois premiers mètres, une boule de calcaires bréchiques à madréporaires, parfaitement isolée dans les marnes ;
- d : des calcaires en petits bancs de biomicrites et biopelmicrites à spicules de spongiaires qui forment, sur environ 25 m, l'à-pic de la falaise qui couronne le jbel ;
- e : une première petite vire (1 m) de biopelmicrites argileuses à spicules de spongiaires, surmontée par 2,5 m de biopelmicrites grossières à échinodermes, madréporaires, bryozoaires, gros lamellibranches, pharétrones et algues (dasycladales, Udotéacées et *Cayeuxia* sp.) accompagnés de lenticules et de miliolles ;
- f : une seconde petite vire marneuse surmontée par une barre de 5 m de calcaires bréchiques et bioclastiques, à débit en boules, riches en gros débris de madréporaires ;
- g : enfin, couronnant le tout, une dizaine de mètres de calcaires bleutés, se débitant en petits bancs, à faciès biopelmicritique à spicules de spongiaires, échinodermes et débris sparitisés.

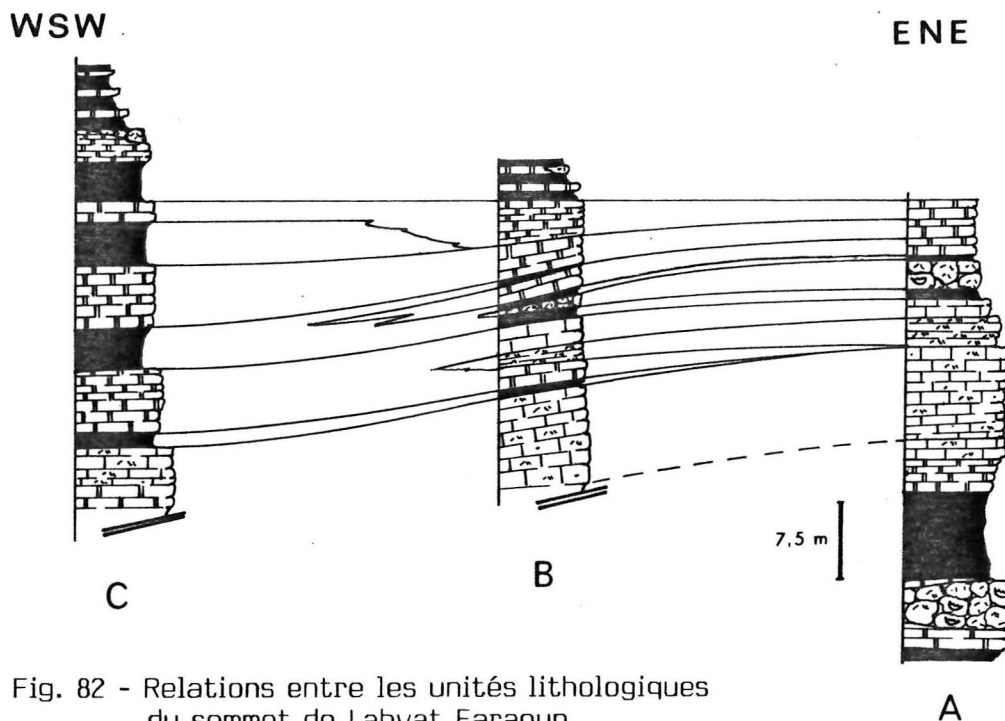


Fig. 82 - Relations entre les unités lithologiques du sommet de Lahyat Faraoun.

Latéralement, deux petites coupes, levées à 50 mètres et 100 m à l'WSW de la coupe principale, mettent en évidence des passages horizontaux de faciès entre les différents ensembles lithologiques du sommet de la formation (fig. 82). Dans le paysage, on observe une succession de corps sédimentaires allongés, d'extension kilométrique à plurikilométrique, de quelques mètres d'épaisseur, montrant de rapides passages latéraux de faciès.

Interprétation.

De façon générale, suivant une polarité moyenne E-W, mais aussi SE-NW, les niveaux comportant des calcaires à débris de madréporaires sont localisés plutôt à l'E, alors qu'à l'W, ils disparaissent totalement au profit de marnes grises épaisses, surmontées de minces niveaux de calcaires à spicules de spongiaires (fig. 83).

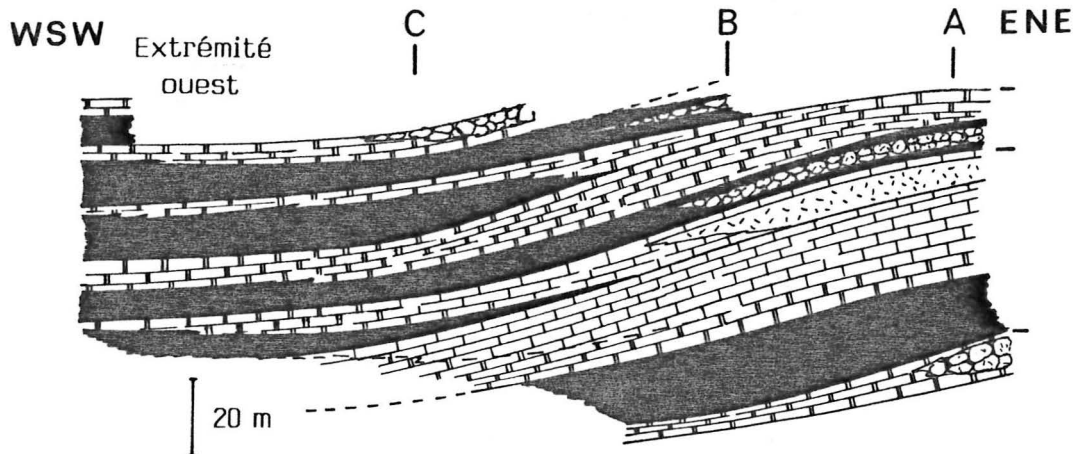


Fig. 83 - Géométrie des corps sédimentaires du sommet de Lahyat Faraoun (A, B et C représentent les coupes de la figure 82).

Cette organisation horizontale suggère un milieu de dépôt de type talus externe, au pied duquel s'accumulent des vases plus ou moins argileuses, dans ou sur lesquelles viennent se déposer des masses de sédiments en partie indurés, glissées ou roulées à partir des zones supérieures du talus ou de la bordure de la plate-forme à bioconstructions à madréporaires.

b) Dans la région d'Hassi Berkane.

La colonne (2) de la figure 80 est une coupe synthétique relevée, pour la base, à l'extrémité est du Jbel Bessem, situé à 4,5 km au SSE d'Hassi Berkane et pour la partie supérieure, sur la bordure SE du Jbel Lamdal, à 2,5 km au NE d'Hassi Berkane.

L'épaisseur totale estimée dans ce secteur est de 650 mètres. L'étude de la succession des couches fait apparaître une certaine uniformité des faciès et de leur agencement séquentiel élémentaire et principal sur toute l'épaisseur.

L'organisation verticale de la seconde séquence principale (fig. 84), peut servir de référence pour chaque séquence de la formation. A l'affleurement elle se présente sous forme de bancs réguliers, épais de quelques décimètres à plus d'un mètre, très fortement stylolisés et d'apparence assez homogène. Trois types principaux de faciès peuvent être distingués :

1. des biopelmicrites et biopelsparites grossières (packstone à grainstone) à débris bioclastiques variés : madréporaires, échinodermes, stromatoporidés (*Cladocoropsis mirabilis*), bryozoaires, gastéropodes et

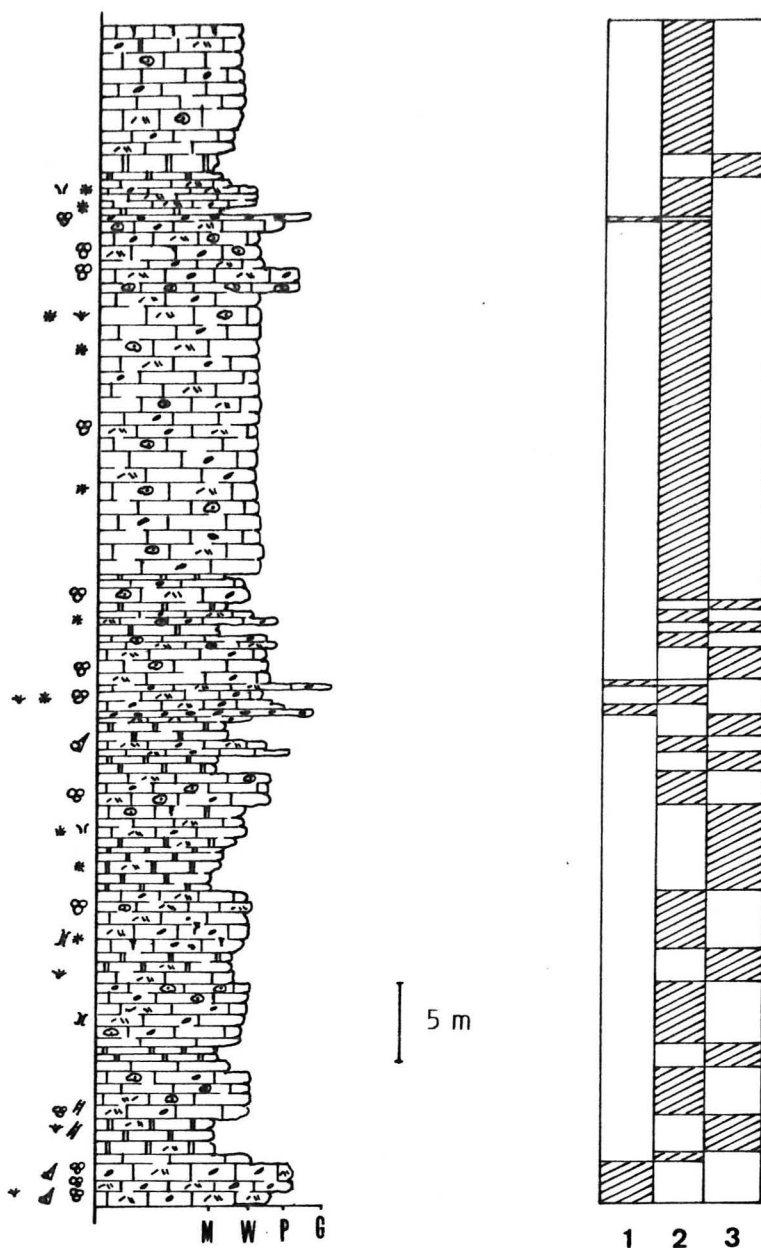


Fig. 84 - Coupe de la séquence principale 2 d' Hassi Berkane
(1 à 3 : légende dans le texte).

quelques coquilles de lamellibranches ainsi que des algues (*Macroporella* sp.). La microfaune, relativement peu abondante est représentée par *Labyrinthina mirabilis*, *Pseudocyclammina* cf. *lituus*, *Conicospirillina basiliensis*, des lenticulines et des miliolles. Dans certains cas, quelques grains arrondis (péloïdes et bioclastes) sont couverts d'une fine couche ambrée à structure radiaire qui indique un début d'oolitisation ;

2. des biopelmicrites à oncolites (wackestone à packstone), où abondent des grains micritisés de taille infra à plurimillimétrique. Parmi les bioclastes non ou peu micritisés, on peut reconnaître des algues (*Cayeuxia* sp., *Marinella lugeoni*, *Salpingoporella annulata*, des solénoporacées), des foraminifères (notamment valvulinidés et *Pseudocyclammina lituus* parfois très

abondants, Kurnubia palastiniensis, ainsi que des milioles) et Cladocoropsis mirabilis. Les oncolites, de taille millimétrique à pluricentimétrique, sont de forme arrondie ou très irrégulière, à cortex plus ou moins amiboïde, dont certains comportent une structure tubulaire attribuable à Lithocodium aggregatum ;

3. des micrites à dasycladales (mudstone à wackestone) à débris de clypéines et de salpingoporelles, accompagnés de quelques péloïdes.

De manière générale, pour l'ensemble de la formation, ce sont les faciès 2 et 3 qui prédominent ; le faciès 1 ne se rencontre qu'à la base de certaines séquences élémentaires, sur quelques mètres d'épaisseur.

A environ 130 mètres du sommet (fig. 80, colonne 2), sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur et dans des faciès de même type, on observe :

- des passées de galets calcaires et dolomitiques, arrondis ou anguleux, centimétriques à pluricentimétriques ;
- des blocs de dolomie cristalline rousse, de 20 à 30 cm mais pouvant parfois dépasser 1 m, isolés, noyés dans une matrice calcaire, pelmicritique ou biopelmicritique à algues et oncolites.

Remarque :

Ces niveaux bréchiques ou conglomératiques, d'âge indubitablement jurassique, présentent un mimétisme frappant avec les niveaux de base du Miocène qui, dans certains cas, reposent directement en discordance sur ces brèches jurassiques. Lorsqu'en plus, se surimpose une dolomitisation secondaire, il devient presque impossible d'en faire la distinction.

Dans deux publications (Cattaneo et de Luca, 1982 a et b) nous avons admis l'existence d'une discordance intra-jurassique de l'ensemble carbonaté de la Formation d'Ahmar Lakhdar sur les Marno-calcaires d'Ahmar Lakhdar, les Calcaires de Mechra Klila et même sur les Grès des Beni Ourimeuch. De nouvelles observations, effectuées dans ce secteur, tendent à remettre en question l'existence de cette discordance, pour les raisons suivantes :

- les niveaux bréchiques jurassiques n'appartiennent pas à l'ensemble calcaire d'Ahmar Lakhdar mais aux Calcaires de Mechra Klila ;
- les dolomies bréchiques discordantes sont miocènes et non pas jurassiques ;
- des phénomènes récents de glissements épiglyptiques, dans des zones d'accidents (Jbel Lamdal notamment), sont responsables du déplacement de panneaux plurihectométriques de Calcaires de Mechra Klila sur les Grès des Beni Ourimeuch ; le contact de base de ces panneaux ayant été interprété, à tort, comme une surface de discordance ;
- enfin, des contacts subhorizontaux de la région de Lahyat Faraoun, ont été interprétés, en raison de conditions d'affleurement assez médiocres, comme discordance alors que ce sont très vraisemblablement des accidents à vergence sud.

Pour toutes ces raisons, il apparaît que la notion de discordance jurassique doit être abandonnée au moins dans les Beni Snassen.

Une discordance d'âge jurassique a également été signalée

par Hervouët (1985) dans trois secteurs de l'avant-pays :

- à la Zaouyat Kerker du Jbel Kerker (prolongement oriental du chaînon du Gareb) : sur le terrain, on observe une masse de dolomies reposant sur les Grès des Beni Ourimeuch avec un angle d'environ 25 degrés. Structuralement, cette région appartient à une zone de chevauchement à vergence sud dont la flèche est de l'ordre de 4 à 5 km ; à mon avis, des doutes subsistent quant à la nature discordante de ce contact ;
- au Jbel Ben Hidour (ou Bou Haïdour) ; je n'ai pas fait l'étude de ce petit massif ; par contre, Benest (1985) donne une coupe du Jurassique supérieur, dans laquelle aucune discordance n'est signalée ;
- dans la région de Saka : aucune discordance n'a été observée, voir discussion à ce propos (part. 1, chap. II, A, 1, b).

Dans ces trois cas également, il semble que l'existence de cette discordance soit pour le moins douteuse.

Milieu de dépôt : dans la région d'Hassi Berkane, le milieu de dépôt des Calcaires de Mechra Klila devait appartenir à la plate-forme interne, peut-être même, épisodiquement à sa partie distale, comme en témoigne l'abondance de sables, parfois dévasés (probablement par vannage) et la présence de madréporaires à l'état de débris.

c) Dans la région d'el Aïoun.

La partie inférieure de la coupe (fig. 80, coupe 5) a été relevée sur le flanc sud-est du Jbel es Sbah, situé à 8 km à l'WSW d'el Aïoun et la partie supérieure au Rich el Hammam à 2,5 km au SW d'el Aïoun.

Dans ce secteur, toute la formation est dolomitique ; on observe néanmoins quelques différences de lithologie dans chacun des ensembles (fig. 80, coupe 5) :

- dans la partie inférieure, surmontant 20 mètres de marnes dolomitiques, des dolomies (100 m environ) très finement litées en bancs assez réguliers, de quelques décimètres d'épaisseur, avec de magnifiques laminites stromatolitiques planes ou légèrement festonnées, parfois bréchifiées ;
- dans la partie supérieure, des dolomies organisées en petites séquences successives comprenant : à la base, des dolomies argileuses gris-verdâtre, puis dolomies cristallines grises en bancs massifs, épais de quelques décimètres à plusieurs mètres, surmontées finalement de dolomies litées, à structures algo-laminaires. Celles-ci sont quelquefois bréchifiées et montrent alors des éléments de dolomie à laminites, de taille variable (de 1 à 10 cm) de forme allongée, disposés de façon quelconque, sur une épaisseur pouvant atteindre 15 à 25 cm.

Dans ce secteur, aussi bien à la base qu'au sommet, les dolomies à structures algo-laminaires correspondent au faciès le mieux représenté ; en conséquence, on peut en déduire que le milieu de dépôt était situé, la plupart du temps, en domaine margino-littoral dans la zone d'estran, couverte de tapis algaires à cyanophycées.

d) Relations entre les coupes.

La comparaison des coupes des Calcaires de Mechra Klila le long du profil-type (fig. 80) fait apparaître les caractères suivants :

- l'épaisseur, qui n'est en général pas connue avec précision, a été estimée à environ 600 m dans la région d'Hassi Berkane. Si l'on compare les épaisseurs des séquences principales homologues, reconnues dans les différents secteurs, on constate que celles de Mechra Klila sont les plus importantes (ex : séquences 1 et 2, Lahyat Faraoun : 60 m et 40 m ; Hassi Berkane : 56 m et 80 m ; Mechra Klila : 72 et 96 m ou encore séquences 6 à 9 ; Lahyat Faraoun : 184 m ; Mechra Klila : 224 m). Ces variations traduisent vraisemblablement des différences de comportement du subsol pendant la sédimentation, le secteur de Mechra Klila ayant été, semble-t-il, le plus subsident et celui d'el Aïoun, le moins subsident ;

- dans chaque secteur, l'agencement vertical des séquences principales reste pratiquement identique de la base au sommet de la formation ; ce qui témoigne d'une certaine stabilité de l'ensemble du système sédimentaire, les dimensions et la répartition des aires de dépôt restant relativement constantes pendant toute la sédimentation des Calcaires de Mechra Klila ;

- les domaines de sédimentation sont parfaitement différenciés avec (fig. 85) :

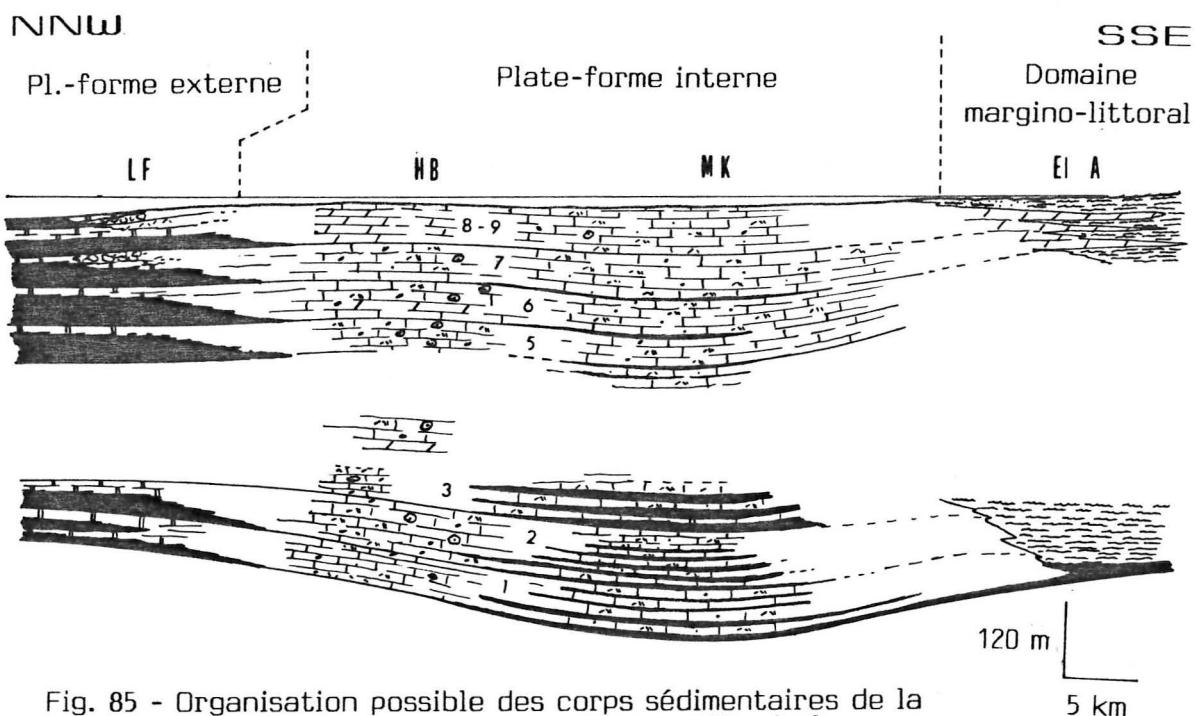


Fig. 85 - Organisation possible des corps sédimentaires de la Formation des Calcaires de Mechra Klila, le long du profil-type I.

- . la plate-forme externe, comportant le talus externe, à fonds vaseux à spongiaires dans les parties les plus profondes et sablo-vaseux plus ou moins bréchiq sur la pente de raccordement avec la bordure, laquelle devait être colonisée, au moins temporairement et localement, par les madréporaires qui n'ont sans doute jamais pu constituer une véritable barrière ;

- . la plate-forme interne, vaste vasière très peu profonde, à intense activité algaire, sous toutes ses formes : algueraies à dasycladales,

encroûtements (oncolitisation en particulier), et surtout micritisation des débris bioclastiques ;

. le domaine margino-littoral caractérisé par un estran où se développent les tapis à cyanophycées.

2 - Les Marno-calcaires et Calcaires d'Ahmar Lakhdar.

Les deux unités lithologiques, qui composent cette formation, sont toujours parfaitement différenciées dans la morphologie. Bien que d'apparence assez monotone, elles enregistrent, du Nord au Sud, des variations notables de faciès.

a) A Lahyat Faraoun.

Les quelques mètres observables, correspondant à cette formation, sont des marno-calcaires et des calcaires à spicules de spongiaires tout à fait semblables à ceux de la formation précédente.

b) Dans la région d'Hassi Berkane.

Les deux ensembles lithologiques n'affleurent jamais vraiment en continuité dans leur intégralité, en raison du découpage tectonique, mais surtout de la présence de Miocène qui masque les terrains jurassiques. Dans une série de petites coupes levées sur le flanc SE du Jbel Lamdal, on peut reconnaître :

- dans l'ensemble marno-calcaire, des faciès tout à fait identiques à ceux de la coupe-type, avec des marnes et calcaires argileux intercalés de niveaux durs de micrites à biomicrites à petits gastéropodes, lamellibranches et dasycladales (Campbelliella striata et Likanella sp.) et de biopelmicrites bioturbées à favréines, ostracodes et Everticyclammina virguliana ;

- dans l'ensemble carbonaté, sur seulement 20 à 25 mètres observables, des biopelmicrites et biomicrites à oncolites et dasycladales (Campbelliella striata, Salpingoporella annulata) ainsi que des pelsparites à favréines.

c) A Mechra Klila.

Levée dans les gorges de la Moulouya, à environ 1,7 km en aval du barrage Mohammed V, la coupe (fig. 86) présente une succession continue où alternent des marnes grises et des calcaires argileux gris-bleuté, de quelques décimètres à plusieurs mètres d'épaisseur, avec des calcaires micritiques à biopelmicritiques qui forment des barres repères, en relief dans la morphologie. Dans les niveaux calcaires, on observe également des passées rousses, litées, millimétriques à centimétriques, riches en quartz et en petits bioclastes bien triés, entiers ou en débris (oursins, gastéropodes, coquilles d'huîtres et éverticyclammines).

Comme dans la coupe-type, la microfaune est caractérisée par la présence d'Everticyclammina virguliana, qui abonde, de favréines (F. prusensis essentiellement) et d'ostracodes dont Cytherella sp., Asciocythere sp., Cytherelloidea sp. et Amphicythere sp., genres cités par Benest (1985) dans une coupe semblable, levée le long de la route, au Sud du barrage.

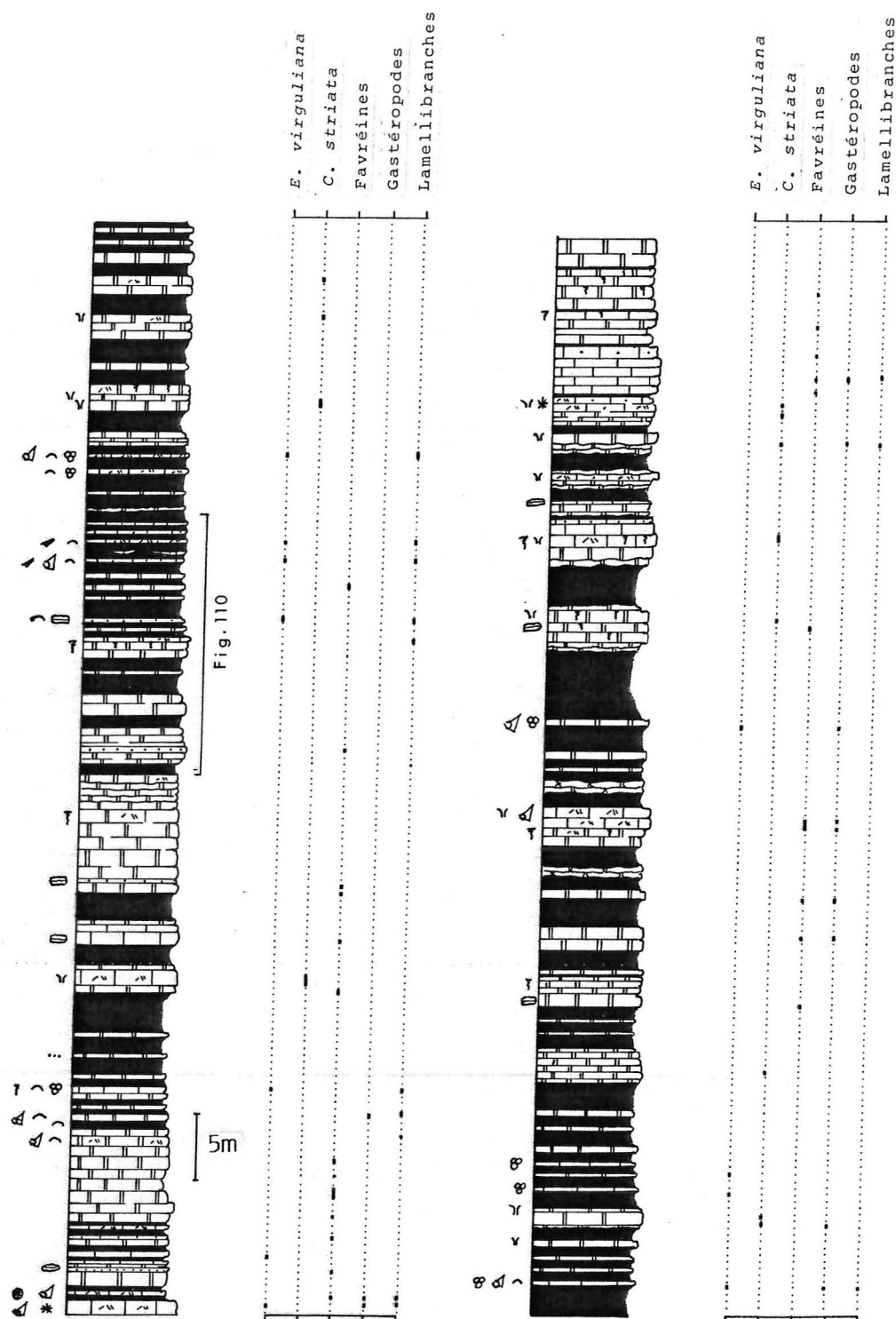


Fig. 86 - Coupe de la Formation d' Ahmar Lakhdar à Mechra Klila.

La macrofaune est surtout représentée par des petites huîtres (*Exogyra virgula*), des gastéropodes et des lamellibranches ; Mongin et Monition (1952) y ont reconnu : *Fusus fusoïdes*, *Brachidontes* cf. *furcatus*, *Astarte* sp., *Crassatella* sp., *Cyprina* sp., *Ampullina hemisphaerica*, *Unicardium excentricum*, *Protocardia pesolina* et *Trigonia* sp.

Les premières assises de l'ensemble carbonaté, appelées "série des 4 bancs" par Mongin et Monition (1952), sont des micrites et biopelmicrites bioturbées à favréines et dasycladales (*Campbelliella striata* et *Salpingoporella annulata*).

Cette coupe des gorges de la Moulouya est tout à fait comparable à la coupe-type du Jbel Ahmar Lakhdar (distante d'une vingtaine de kilomètres), tant du point de vue des épaisseurs que des faciès. Par ailleurs, les barres repères de quelques mètres d'épaisseur, peuvent être facilement corrélées d'une coupe à l'autre, donc sur environ 20 kilomètres, ce qui témoigne d'une certaine uniformité de la sédimentation et de la régularité du fond sur des distances assez importantes.

d) Dans la région d'el Aïoun.

Les deux ensembles lithologiques (fig. 87) sont parfaitement bien visibles ; dans chacun d'eux s'observent d'importantes variations de faciès par rapport à la coupe-type :

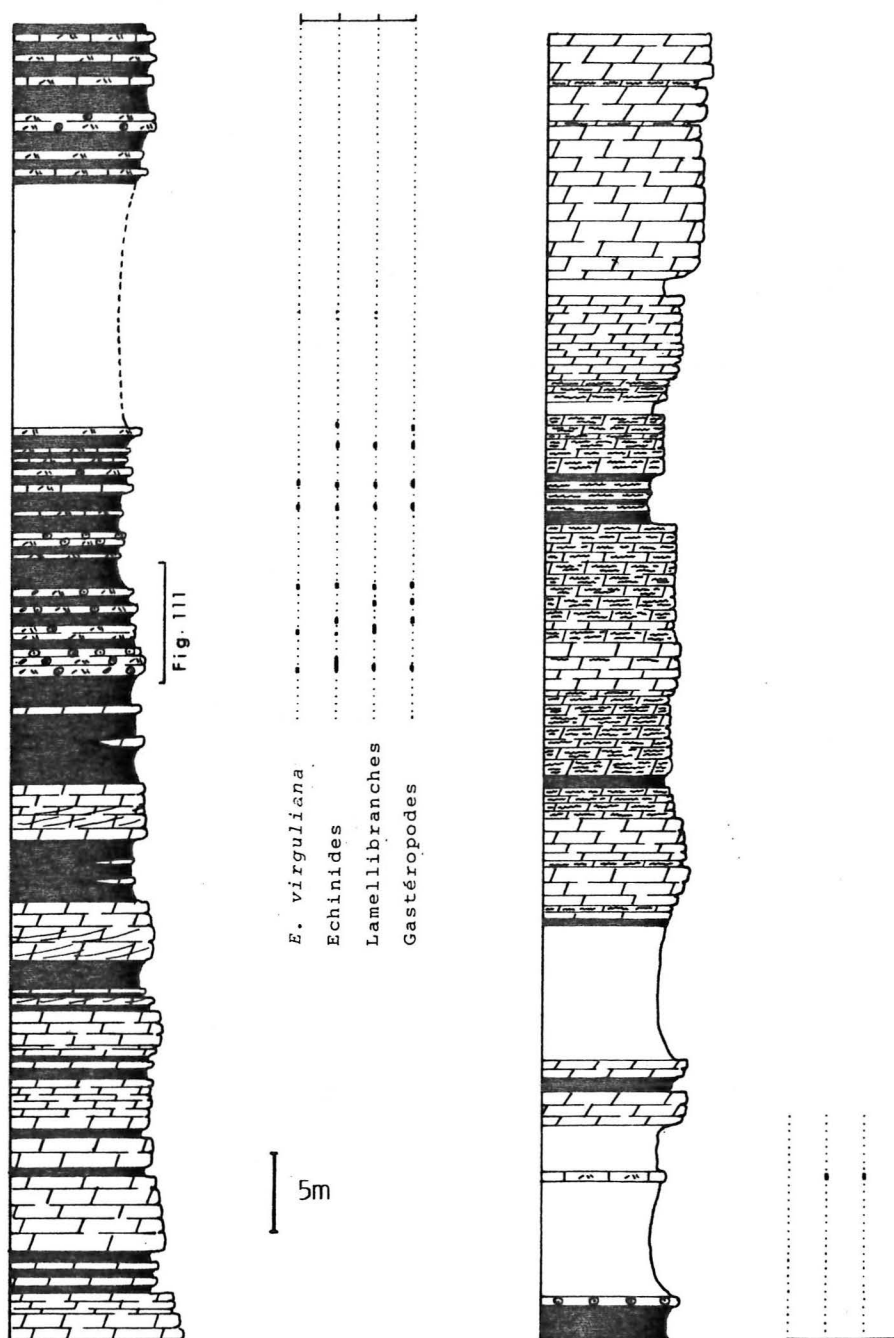


Fig. 87 - Coupe de la Formation d' Ahmar Lakhdar à El Aïoun.

- l'ensemble marno-calcaire : il débute par 35 m d'alternances de marnes dolomitiques blanchâtres et de barres de dolomies, de quelques décimètres à plusieurs mètres d'épaisseur, se débitant en petits bancs parfois finement lités ; les 2 dernières barres montrent des lits obliques entrecroisés. Viennent ensuite, une succession de marnes verdâtres à passées bioclastiques à huîtres et de barres calcaires de 0,5 à 1 m d'épaisseur, à litage horizontal ou oblique, de faciès variés, dominés par trois éléments principaux : les huîtres, les péloïdes et les oolites superficielles à une seule couche corticale. Parmi les faciès les plus fréquents, on peut citer :

- . des biomicrites à huîtres, gastéropodes et échinides avec quelques oolites superficielles, passant progressivement à des oobiosparites à huîtres, gastéropodes, échinides et oolites superficielles assez nombreuses (jusqu'à 50% des éléments) et finalement à des oosparites à oolites superficielles dont les nucleus sont des débris d'huîtres, de gastéropodes et d'échinides ;

- . des biopelmicrites à biopelsparites à éléments bioclastiques micritisés accompagnés d'intraclastes et d'oolites à structure radiaire souvent estompée par micritisation.

- l'ensemble carbonaté : il est entièrement dolomitique avec dans les 30 premiers mètres des dolomies à laminites, planes ou ondulées ou bréchifiées. Dans la partie supérieure de la coupe, affleurent des bancs massifs plurimétriques de dolomies cristallines à passées centimétriques de laminites dans les interbancs.

e) Rapport entre les coupes.

Malgré l'absence à l'affleurement d'une partie de la Formation d'Ahmar Lakhdar, notamment dans la moitié septentrionale du profil, on peut faire les remarques suivantes :

- l'épaisseur diminue sensiblement du Nord vers le Sud, de 250 m au Jbel Ahmar Lakhdar à 185 m à el Aïoun ; ceci tend à confirmer l'hypothèse avancée pour les Calcaires de Mechra Klila, d'une réduction notable des épaisseurs dans la partie méridionale de tout le dispositif ;

- l'organisation au niveau mégaséquentiel, mais aussi élémentaire, est très nette, avec deux termes, argilo-carbonaté à la base et entièrement calcaire (ou dolomitique) au sommet. Aucun découpage intermédiaire entre mégaséquence et séquences élémentaires, n'a pu être mis en évidence ; par contre, on peut suivre sur plusieurs dizaines de kilomètres de distance, certaines séquences élémentaires dont les termes calcaires, plus compacts, constituent des niveaux-repères dans la morphologie ;

- les domaines de sédimentation ont une répartition paléogéographique quasiment calquée sur celle des Calcaires de Mechra Klila, avec (fig. 88) :

- . une plate-forme externe à fonds argilo-vaseux et vaseux carbonatés, à spicules de spongiaires ;

- . une plate-forme interne, dont les dépôts sont sous la dépendance de la valeur du flux terrigène :

- + pendant les périodes d'apports argileux abondants, (ensemble inférieur argileux), s'accumulent des vases argileuses, en eaux peu profondes mais turbides, peu favorables à la vie benthique ; par contre,

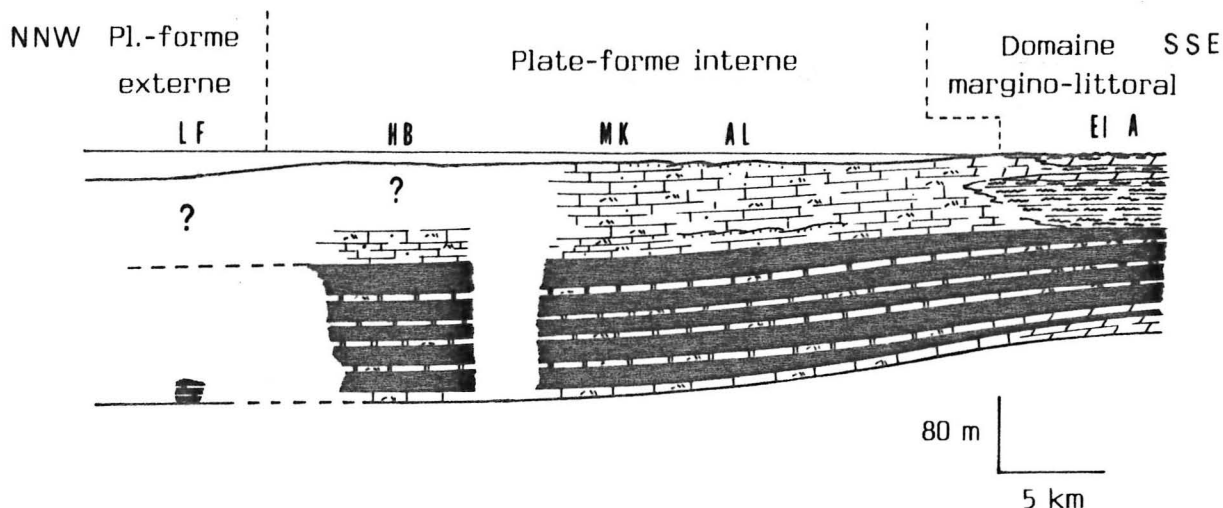


Fig. 88 - Organisation possible des corps sédimentaires de la Formation d'Ahmar Lakhdar, le long du profil-type I.

lors des périodes d'arrêt temporaire des arrivées terrigènes, se déposent des vases carbonatées à *Campbelliella*, plus ou moins intensément bioturbées par les crustacés fouisseurs, producteurs de favréines ;

+ lorsque la sédimentation carbonatée se réinstalle (ensemble supérieur carbonaté), le fond se couvre alors de vases et sables vaseux à éléments d'origine algale (débris de dasycladales, oncolites, grains micritisés) et animale (fragments squelettiques et surtout pelotes fécales). Dans certains cas même, les pelotes fécales de crustacés (favréines) se sont accumulées sous forme de levées ou d'épandages de sables propres, bien classés, mis en place sous une tranche d'eau très faible dans des conditions d'agitation suffisamment élevée pour éliminer la fraction vaseuse ;

.un domaine margino-littoral, dont la sédimentation est également tributaire des terrigènes argileux ;

+ lorsque le taux d'argiles est élevé, s'accumulent alors des vases argileuses à rares débris bioclastiques ; par contre, lorsqu'il diminue ou s'annule momentanément, les sédiments sont des sables vaseux et des sables propres à débris d'huîtres, de gastéropodes, d'oursins et à oolites superficielles, répartis dans une zone de cordons littoraux.

+ lors du retour prolongé de la sédimentation carbonatée, l'estran se couvre de tapis algaires stromatolitiques, soumis à des émerSIONS ou à un démantèlement partiel aboutissant à la formation de brèches.

B - LE PROFIL II

Le second profil (fig. 89) comprend quatre coupes partielles relevées à la base de la Formation de Mechra Klila, dans la partie orientale des Beni

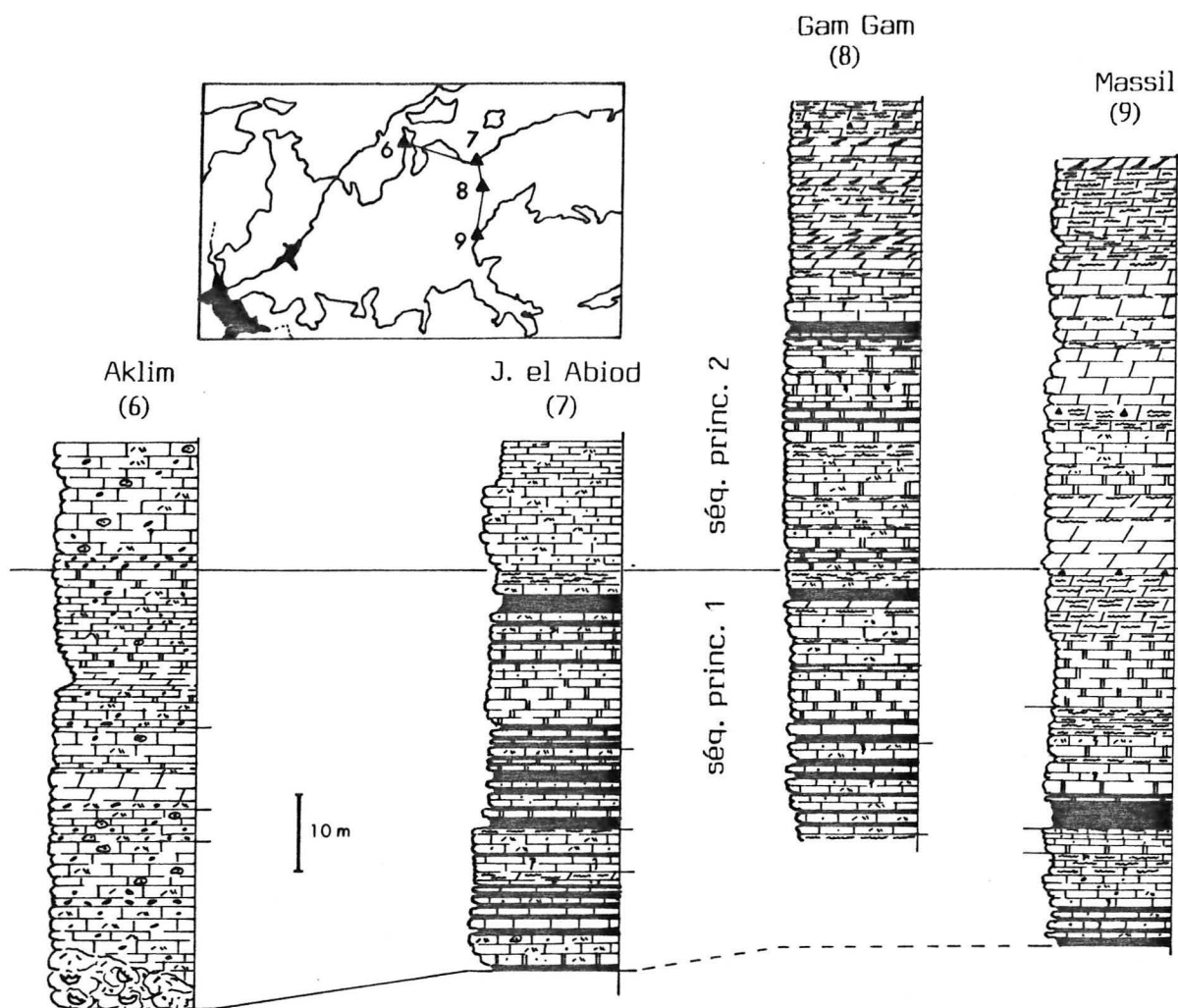


Fig. 89 - Profil-type II; corrélations entre les deux premières séquences principales de la partie orientale des Beni Snassen occidentaux.

Snassen occidentaux : de la région d'Aklim (6) sur le flanc nord jusqu'au Jbel Massil (9) sur le flanc sud, en passant par le Jorf el Abiod (7) et Gam Gam (8).

Ces quatre coupes, qui représentent les deux premières séquences principales, mettent en évidence les relations entre les différents domaines de sédimentation depuis la bordure de la plate-forme jusqu'à la zone d'estran, sur une distance d'un peu moins de 20 kilomètres.

1 - A Aklim.

Les observations ont été faites, sur le versant NW du Jbel Aklim el Kbir, au-dessus des niveaux gréseux de la Formation des Beni Durimeuch. Sur environ 80 mètres d'épaisseur affleure une succession monotone de bancs massifs de 0,5 à 1 m d'épaisseur. L'analyse de détail permet de reconnaître les faciès suivants (fig. 90) :

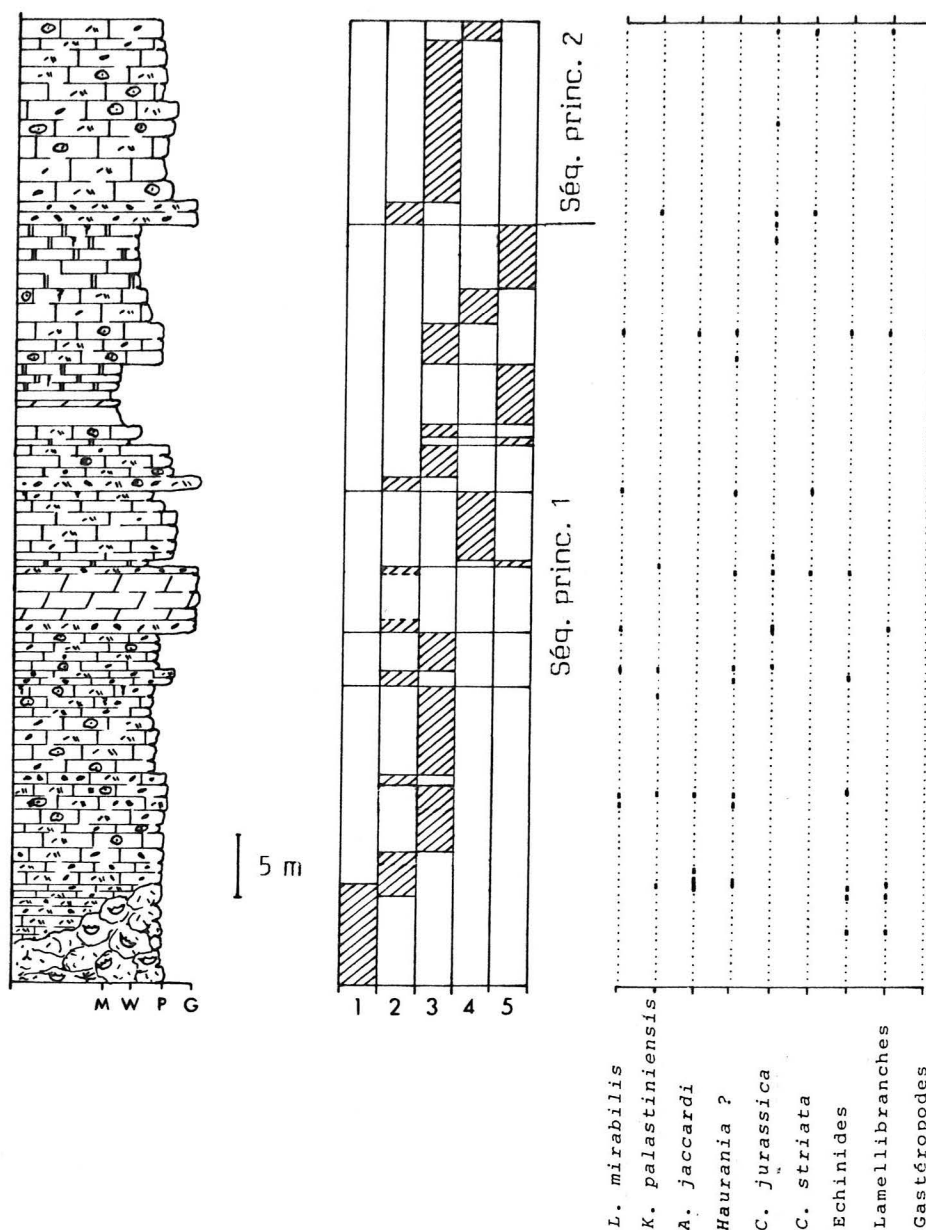


Fig. 90 - Coupe des deux premières séquences principales d'Aklim (1 à 5, légende dans le texte).

1. à l'extrême base, une petite construction à madréporaires de 7 à 8 m d'épaisseur et d'une cinquantaine de mètres d'extension. Les colonies, de forme branchues, en "touffes" ou en boules sont généralement couchées ou roulées mais aussi fragmentées en morceaux de taille très variable (quelques centimètres à plusieurs décimètres). Entre les madréporaires, la matrice est une biomicrite riche en débris d'éponges calcaires (pharétrones), bryzoaires, serpules et encroûtes micritiques cryptalgaires, Tubiphytes et Cayeuxia (à noter que tous ces organismes sont des formes encroûtantes à vie coloniale).

2. des biopelmicrites et biopelsparites grossières où abondent les gros péloïdes arrondis issus de la micritisation des bioclastes et des débris d'organismes tels que les échinides, lamellibranches, gastéropodes, dasycladales (clypéines et Macroporella sp.) et gros foraminifères (Labyrinthina mirabilis, valvulines, trocholines, nautiloculines et Haurania ? ou Pseudocyclammina ?).

Remarque : les Haurania, déterminées par Septfontaine, sont des formes assimilables à certaines Pseudocyclammina lituus des auteurs. Celles du Jurassique supérieur ont, d'après Septfontaine (comm. orale), un statut générique mal établi, qui serait à revoir, notamment en ce qui concerne leur filiation éventuelle avec les Hauraniidés.

3. des biopelmicrites à oncolites (wackestone à packstone) à grains micritisés dont certains devaient être au départ de gros foraminifères comme Labyrinthina, Haurania ? et Valvulina. Les algues appartiennent aux salpingoporelles et aux clypéines ainsi qu'aux Cayeuxia ; les oncolites, généralement arrondis, ont un cortex à structure vacuolaire ou tubulaire. La microfaune non micritisée se compose de Valvulina cf. lugeoni, en grand nombre, Labyrinthina mirabilis, Haurania ?, Kurnubia palastiniensis et de quelques exemplaires d'Alveosepta jaccardi.

4. des biomicrites à dasycladales (wackestone): salpingoporelles, clypéines et Campbelliella striata.

5. des micrites (mudstone) quasiment azoïques, avec seulement quelques très rares péloïdes et des traces de bioturbation.

Ces faciès, qui montrent de très grandes similitudes avec ceux d'Hassi Berkane, indiquent que dans ces deux régions, la sédimentation s'effectuait dans des milieux relativement semblables et qu'elles devaient appartenir au même domaine paléogéographique dans le système sédimentaire.

2 - Au Jorf el Abiod.

La coupe est directement superposée à celle étudiée pour les Grès des Beni Ourimeuch (cf. 1^{re} partie). Le passage d'une formation à l'autre s'effectue par remplacement brutal de la sédimentation terrigène silicoclastique par la sédimentation carbonatée. Les deux séquences principales de base ont été individualisées (fig. 91) ; dans la première notamment, on peut distinguer une succession de faciès organisés en séquences élémentaires :

1. marnes et calcaires argileux, gris ou jaunâtres, disposés à la base des séquences élémentaires ;

2. micrites sombres, pratiquement azoïques, souvent superposées aux faciès précédents ;

3. biopelmicrites bioturbées à oncolites et gros péloïdes arrondis dont une partie pourrait être issue de la bioturbation (intraclastes) plutôt que de la micritisation des bioclastes. Le cortex des oncolites est le plus souvent assez flou ; dans certains cas cependant, on observe une structure alvéolaire ou tubulaire rappelant celle de Lithocodium et des thalles de Thaumatoporella parvovesiculifera. Parmi les débris bioclastiques, il faut

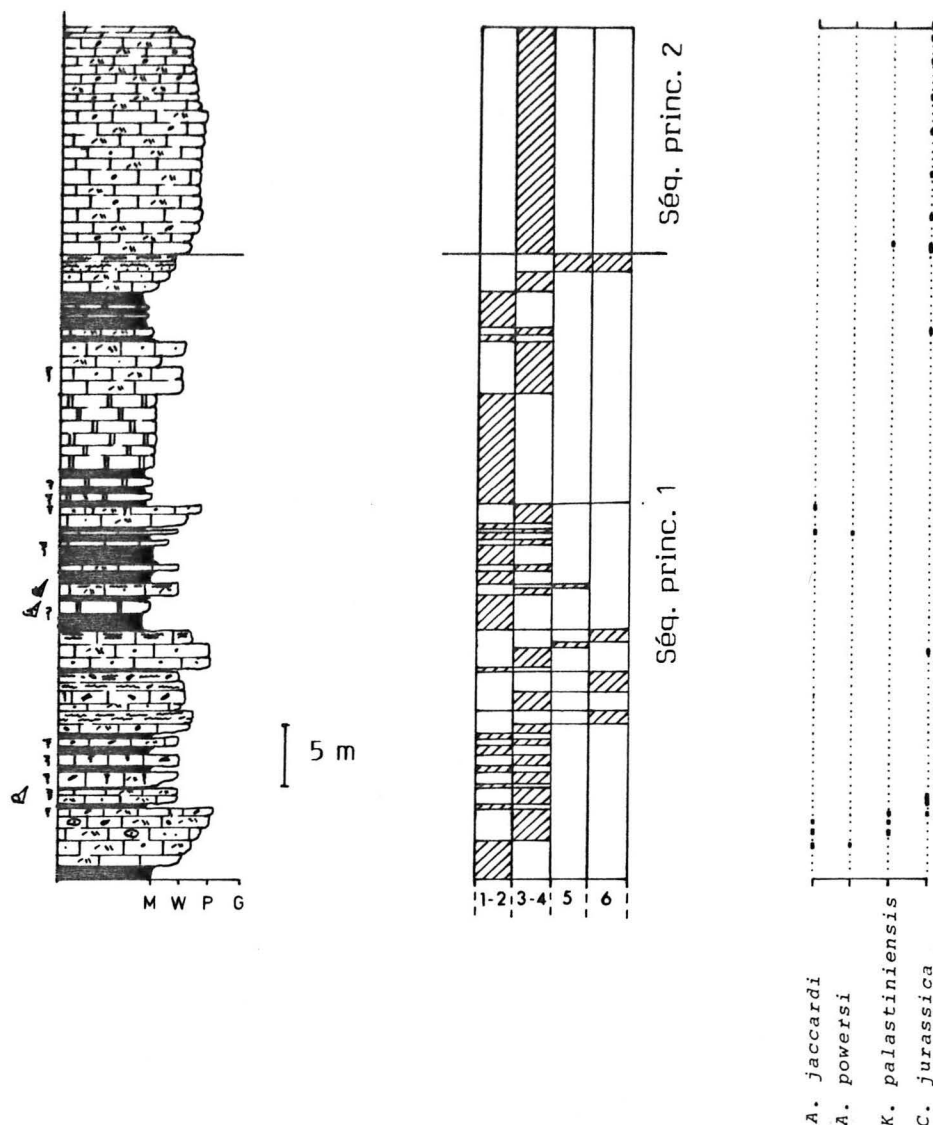


Fig. 91 - Coupe des deux premières séquences principales du Jorf el Abiod (1 à 6, légende dans le texte).

signaler la présence de Cladocoropsis mirabilis, quelques clypéines et d'une microfaune de foraminifères tels que Alveosepta jaccardi, Nautiloculina oolithica, Kurnubia palastiniensis, des valvulinidés, des ophtalmiidés et des miliolés ;

4. biomicrites et biointramicrites bioturbées à dasycladales, foraminifères et ostracodes, se débitant en bancs massifs de quelques décimètres à plusieurs mètres d'épaisseur. Les dasycladales sont essentiellement des clypéines et les foraminifères, des Alveosepta jaccardi ; ils sont accompagnés par Alveosepta powersi, des valvulines et des miliolés. Les ostracodes très abondants sont indéterminables en plaques minces. A ces trois types d'organismes, représentés de façon inégale dans les différents niveaux, s'associent très accessoirement quelques débris d'échinodermes (vertèbres d'ophiures), de lamellibranches et des favréines ;

5. pelmicrites fines, constituées presque exclusivement de petits péloïdes bien calibrés, disposés ou non en lits ou en lamines plans parfois granoclassés ;

6. pelmicrites et micrites à laminations algaires, planes le plus

souvent, festonnées parfois et très fréquemment bioturbées.

Dans ce secteur, les faciès les mieux représentés, sont le 1, le 2 et le 4 ; les faciès à laminites restant encore rares et localisés à la partie tout à fait terminale de quelques séquences.

3 - A Gam Gam.

La coupe a été levée à proximité du petit douar de Gam Gam, situé sur la piste qui joint Taforalt à la maison forestière de Talezzert (à une dizaine de kilomètres de Taforalt).

Cette coupe permet d'observer la partie supérieure de la première séquence principale et presque toute la seconde séquence (fig. 92) :

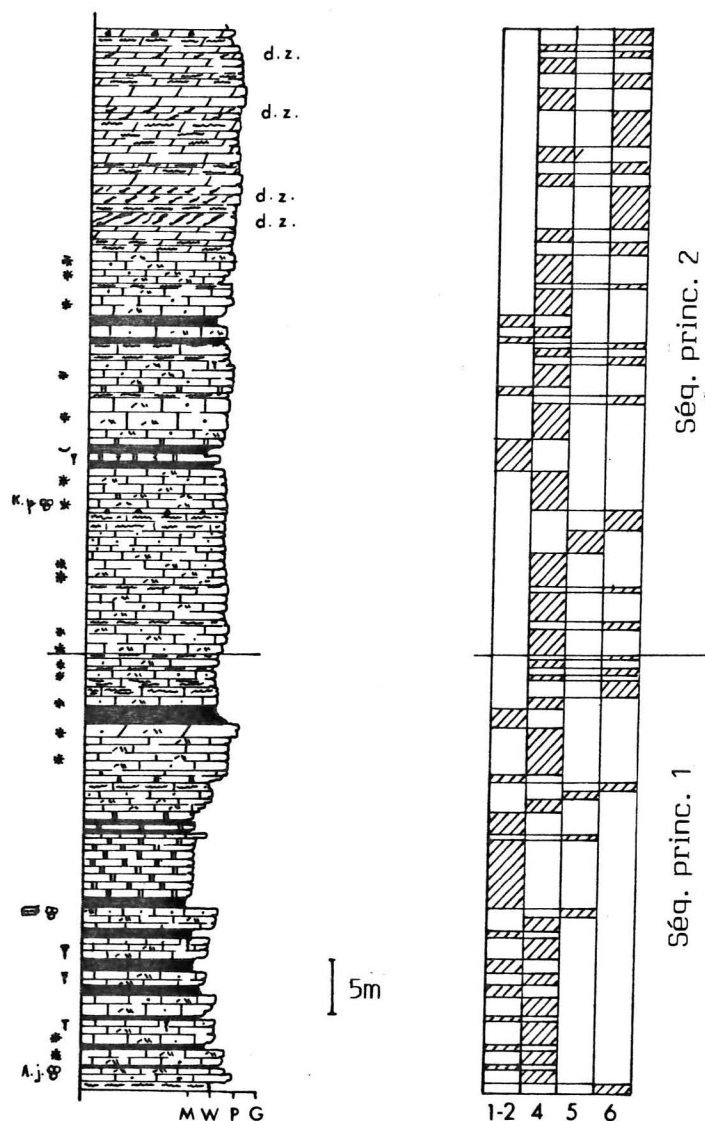


Fig. 92 - Coupe des deux premières séquences principales de Gam Gam (1 à 6, même légende que fig. 91; d. z., dolomie zébrée).

- dans la séquence 1, les faciès sont à peu près les mêmes que ceux décrits au Jorf el Abiod, avec prédominance des micrites sombres plus ou moins argileuses et des biopelmicrites bioturbées à dasycladales, foraminifères et ostracodes ; la séquence se termine par quelques niveaux à laminites stromatolitiques ;

- dans la séquence 2, les calcaires argileux ont presque totalement disparus et dans la partie terminale, plutôt dolomitique, les bancs à laminites deviennent de plus en plus abondants. On observe également, dans les 20 derniers mètres, quatre niveaux de dolomie zébrée, d'aspect très particulier, semblable à celui d'une peau de zèbre, dessinant un faisceau de bandes alternantes grises et blanches, de quelques centimètres, à peu près parallèles, inclinées de 20 à 30 degrés et venant tangenter la base du banc, alors que la partie supérieure est tronquée par le banc sus-jacent. De telles structures ont été décrites par de nombreux auteurs (Lees, 1961 et 1964, Wilson, 1975, Monty, 1982) ainsi que par Bourque (1979) dans le Silurien de la Baie des Chaleurs au Canada et interprétées comme des structures de type stromatactis de mudmounds.

4 - Au Jbel Massil.

C'est la coupe la plus méridionale de ce secteur, les observations ont été effectuées dans la falaise qui surplombe la formation gréseuse sous-jacente (cf. 1^{re} partie, chap. I, § III, A). Sur un peu plus d'une centaine de mètres d'épaisseur, les deux séquences principales (voir fig. 89, colonne 4), plutôt calcaire pour la première et dolomitique pour la seconde, présentent les mêmes faciès que précédemment mais leur répartition verticale est sensiblement différente. En effet, dans la première séquence où les variations verticales sont les plus perceptibles, les faciès à laminites, à fentes de dessiccation et brèches, prennent de plus en plus d'importance, tant par leur fréquence que par leur épaisseur. La seconde séquence a, dans l'ensemble, une évolution parallèle à son homologue de Gam Gam, avec également un niveau de dolomie zébrée dans la partie tout à fait terminale de la coupe.

5 - Relations entre les coupes.

Les divers domaines de sédimentation peuvent être clairement différenciés selon une polarité distale-proximale à partir de l'organisation du corps sédimentaire correspondant à la première séquence principale (fig. 93) :

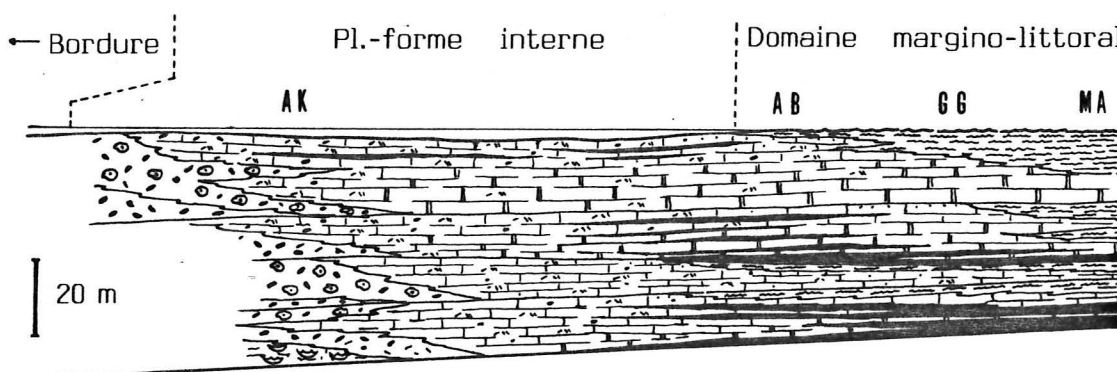


Fig. 93 - Organisation possible des corps sédimentaires de la première séquence principale de la Formation de Mechra Klila le long du profil-type II.

- région d'Aklim : zone correspondant à la bordure ou plus vraisemblablement à la partie distale de la plate-forme interne avec des sables grossiers péloïdaux et des vases sableuses à oncolites ;
- secteur Jorf el Abiod : plate-forme interne, à la limite du domaine margino-littoral, à sédimentation vaseuse et vaso-sableuse péloïdale à débris de dasycladales ;
- région de Gam Gam : environnement assez semblable, mais relativement plus proche du domaine margino-littoral dont les influences, en fin de séquence, deviennent nettement perceptibles ;
- secteur du Jbel Massil : plate-forme interne et estran, plutôt vaseux, dont la partie supérieure supportait un tapis algaire soumis à des émergences temporaires répétées.

Si l'on tient compte du fait que, globalement, le système demeure relativement stable pour toute la Formation de Mechra Klila (cf. profil I, fig. 85), la répartition paléogéographique des environnements pour la première séquence principale devrait être encore valable, à quelques nuances près, pour l'ensemble de la formation dans cette région orientale.

6 - Conclusions.

L'organisation horizontale du dispositif sédimentaire, mise en évidence dans les profils I et II, est globalement la même. Par contre, les dimensions de l'aire de dépôt varient d'un profil à l'autre :

- dans le profil I, la plate-forme interne s'étend, du NNW au SSE, sur une trentaine de kilomètres avec une zone d'estran limitée à la région d'el Aïoun ;
- dans le profil II pratiquement parallèle à 20-25 kilomètres à l'Est, la plate-forme interne a une étendue plus restreinte, de 10 à 15 kilomètres, alors que le domaine margino-littoral tend à occuper une zone plus large, d'au moins 25 kilomètres.

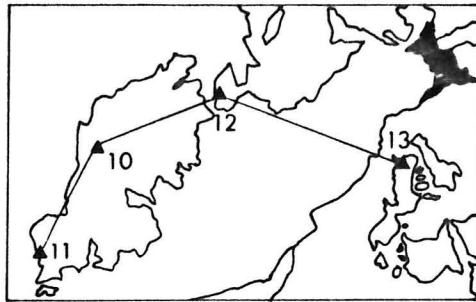
Pendant l'épisode correspondant aux Calcaires de Mechra Klila, le domaine oriental, des Beni Snassen jusqu'au rebord nord de la chaîne des Horsts était occupé par une plate-forme littorale peu profonde à sédimentation vaseuse, limitée sur sa bordure externe, plus agitée, par des sables et sables vaseux péloïdaux (Hassi Berkane, Aklim) et sur sa frange proximale par un estran couvert de tapis algaires à cyanophycées (el Aïoun, Jbel Massil, Gam Gam et tout le flanc sud des Beni Snassen jusqu'à Taforalt).

C - LE PROFIL III

Le troisième profil concerne la partie occidentale du domaine d'étude. Les 4 coupes qui le composent (fig. 94) ont été relevées dans le massif du Terni-Masgout : au Jbel Bou Hajjer (10), dans la région de Msoun (11) et au Guarn Saka (12) et la coupe plus orientale, dans la région de Taourirt, au Teniet el Hamra (13).

Remarque : dans le domaine occidental, comme pour la formation sous-jacente, (Grès de Bou Rached), la terminologie de Benzaquen et al. (1965) sera de nouveau utilisée ; ainsi, les Calcaires de Mechra Klila du domaine oriental seront nommés ici, Calcaires du Terni.

(13)



Bou Hajjer

(10)

Msoun

(11)

Guarn Saka

(12)

F. d'Ahmar Lakhdar

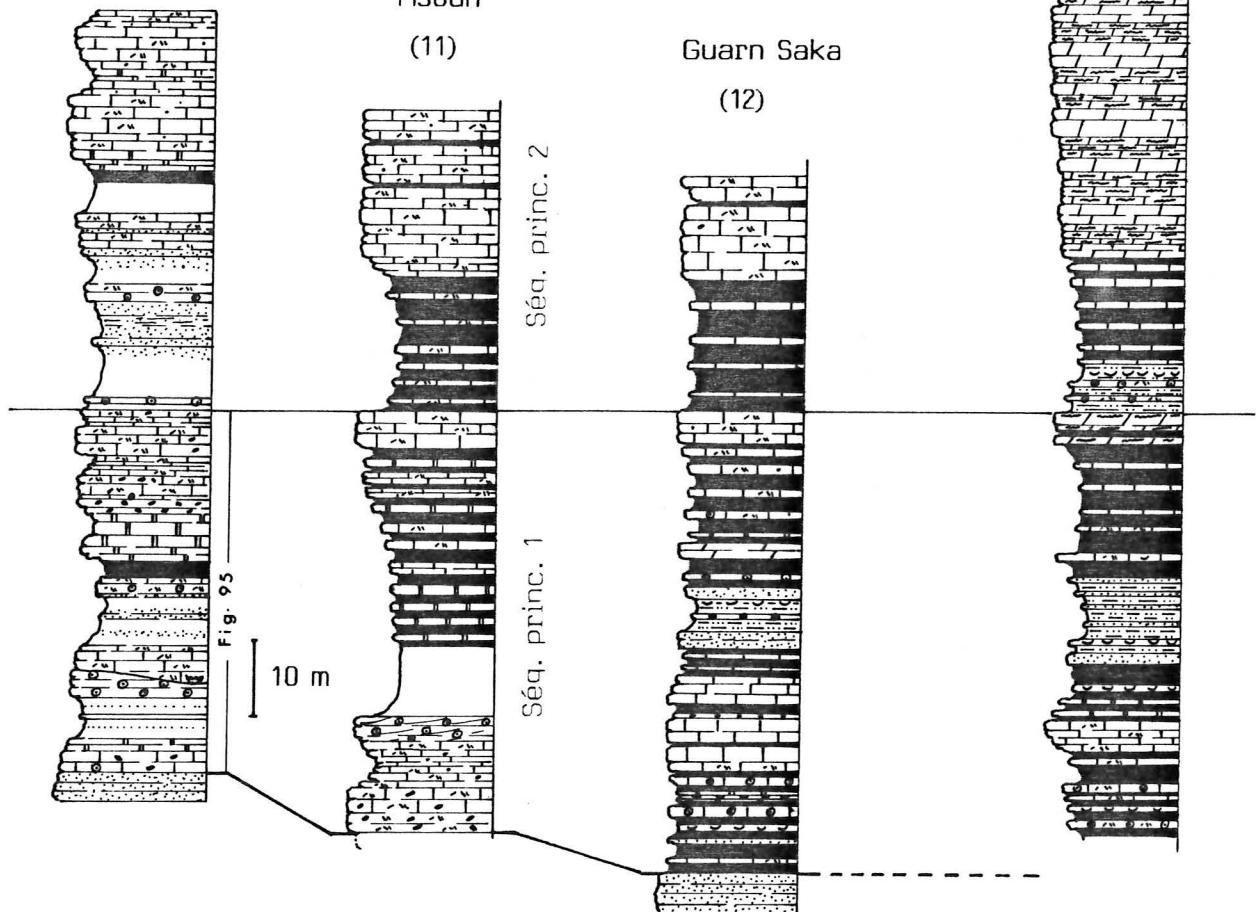


Fig. 94 - Profil-type III, corrélations entre les deux premières séquences principales du Terni-Masgout et de Taourirt.

1 - La coupe du Jbel Bou Hajjer.

Superposée directement à celle des Grès supérieurs de Bou Rached (fig. 61), elle montre deux ensembles lithologiques qui correspondent aux deux premières séquences principales (fig. 94, 1^{re} colonne).

Ces deux séquences sont particulièrement intéressantes car elles mettent en évidence les modalités de passage entre bordure et plate-forme interne et entre sédiments terrigènes et dépôts carbonatés.

La séquence principale 1 illustre (fig. 95) parfaitement ces deux aspects de l'évolution de la sédimentation dans une succession de 4 séquences élémentaires :

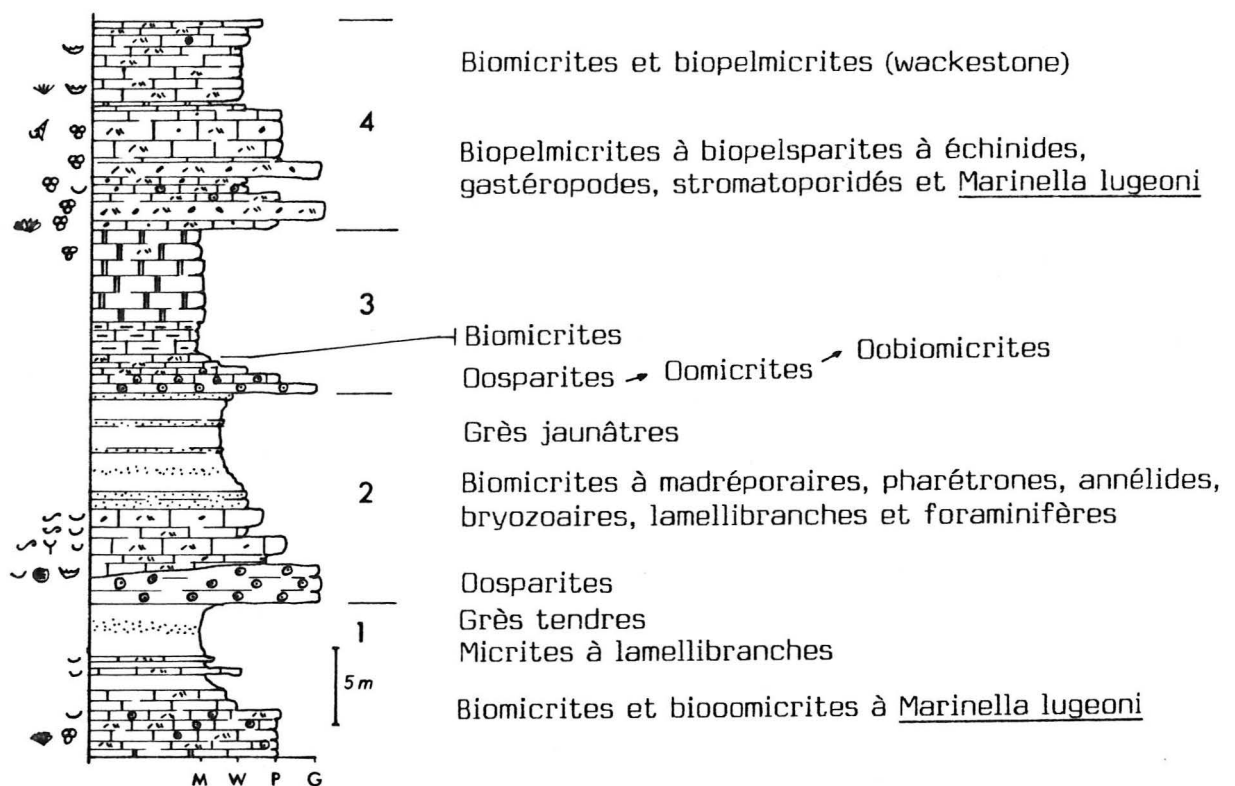


Fig. 95 - Coupe de la première séquence principale des Calcaires du Terni au Jbel Bou Hajjer.

- la première, débute au-dessus du dernier gros bancs de grès, par 3 m de biomicrocrites et biooomicrites, à débit noduleux, renfermant de très nombreux débris de Marinella lugeoni ainsi que des gastéropodes, lamellibranches, échinides et Alveosepta jaccardi ; des oolites de toute taille et en proportion variable complètent la fraction sableuse. Au-dessus, viennent des micrites (mudstone) et des biomicrocrites à coquilles dispersées de lamellibranches, entrecoupées de marnes gréseuses et de grès tendres affleurant mal ;

- la seconde comporte à la base un niveau d'oosparites bien calibrées, entaillé dans sa partie supérieure par un magnifique chenal dont la base ravine les bancs d'oosparites. Sur le fond de ce chenal s'observe de petites

colonies décimétriques de madréporaires en boules (apparemment en place) ou en gerbes, couchées. Le remplissage est constitué de biomicrites à débris de madréporaires, pharétrones, annélides, bryozoaires partiellement silicifiés, lamellibranches, accompagnés de foraminifères (lenticulines, épistomines, nautiloculines). Les 2 mètres suivants sont des biopelmicrites à lamellibranches et Alveosepta jaccardi. Les 6 derniers mètres de la séquence sont des grès jaunâtres à ciment calcaire, se débitant en petits bancs ou en plaquettes de quelques centimètres ;

- la troisième débute également par des oosparites qui passent très progressivement à des oomicrites, puis à des oobiomicrites et enfin à des biomicrites légèrement argileuse, pour se terminer par 6 m de micrites renfermant de très rares débris bioclastiques (lamellibranches) et quelques exemplaires d'Alveosepta jaccardi ;

- la quatrième comprend un premier terme (8 m) de biopelmicrites à biopelsparites grossières à litage horizontal, quelquefois oblique, à gros péloïdes arrondis et débris bioclastiques partiellement micritisés, appartenant aux échinides, lamellibranches (à microstructure prismatique), gastéropodes, stromatoporiés ainsi que des thalles de Marinella lugeoni, fragmentés ou non et quelques segments de salpingoporelles. Dans certains niveaux, les grains les plus petits sont recouverts d'une ou deux couches corticales oolitiques. Les foraminifères parfois très abondants sont représentés par Alveosepta jaccardi, Pseudocyclammina cf. parvula, Coniscospirillina basiliensis, Mesoendothyra sp., des nautiloculines, des lenticulines et des miliolles. Le second terme est formé de biomicrites et biopelmicrites (wackestone) à rares débris bioclastiques (gastéropodes) et foraminifères (Alveosepta jaccardi, valvulines et miliolles).

Chaque séquence élémentaire se compose donc de 2 termes : le premier correspond à des dépôts sableux de bordure de plate-forme, oolitiques dans les trois premières et bioclastiques et péloïdaux pour la dernière ; le second terme caractérise des sédiments plus internes, terrigènes sableux silicoclastiques dans les deux premières séquences et carbonatés vaseux dans les deux suivantes.

La séquence principale 2 est constituée pour l'essentiel de dépôts de plate-forme interne, d'abord terrigène avec quelques récurrences oolitiques de bordure, puis de biomicrites et biopelmicrites à clypéines.

La suite de la formation (non représentée sur la figure 94) montre, sur un peu plus d'une centaine de mètres, une succession de gros bancs calcaires à faciès classiques : micrites à rares débris bioclastiques et biopelmicrites à dasycladales (clypéines, salpingoporelles) et foraminifères (Alveosepta jaccardi, Kurnubia palastiniensis, etc...) qui correspondent à des dépôts de vasières internes protégées.

2 - La coupe de Messeklat.

Elle fait suite à celle des Grès supérieurs de Bou Rached (voir fig. 63) de la région de Msoun. Comme au Jbel Bou Hajjer, seules, les deux premières séquences ont été étudiées en détail. D'un aspect beaucoup plus monotone elles dessinent cependant deux ensembles lithologiques différenciés dans la topographie (fig. 94, 2e colonne).

La séquence 1 débute par 12 m de biopelsparites et biopelmicrites

grossières à gros péloïdes arrondis et à débris d'échinides, lamellibranches, gastéropodes, thalles de Cayeuxia, gros foraminifères (Alveosepta jaccardi, nautiloculines), interrompues par 3 m de micrites argileuses et surmontées par des oosparites et bioosparites, en lits obliques inclinés vers le NE, renfermant des débris de lamellibranches, échinides et gros gastéropodes. Au-dessus, après une lacune de visibilité d'une dizaine de mètres se développent, sur environ 20 m, une succession stratocroissante de petites unités métriques comprenant un terme marneux et un terme calcaire micritique (mudstone à wackestone) ne renfermant que quelques débris de lamellibranches, gastéropodes, salpingoporelles et des valves d'ostracodes ainsi que quelques exemplaires d' Alveosepta jaccardi. La séquence se termine par une barre ne comportant plus que de minces interbanks argileux entre les bancs de biomicrites parfois pétries d' Alveosepta jaccardi.

La séquence 2 répète le même motif vertical avec des alternances marnes-biomicrites à clypéines et foraminifères passant progressivement à des barres massives, régulières de biomicrites à dasycladales et foraminifères.

Mis à part l'épisode de bordure sableuse du début de la séquence 1, les dépôts se sont mis en place dans une vasière protégée peuplée principalement par les dasycladales et les foraminifères benthiques. Ce régime de vasière se poursuivra pendant toute la sédimentation des Calcaires de Terni, qui affleurent largement dans cette région sur encore plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (non représentés sur la coupe de la fig. 94).

3 - La coupe de Guarn Saka.

Succédant en continuité à celle des Grès supérieurs de Bou Rached (voir fig. 59) ; elle correspond, là encore, aux deux séquences principales de base (fig. 94, colonne 3).

Le passage avec la formation sous-jacente s'effectue par l'intermédiaire de marnes grises et de biomicrites argileuses à huîtres, à passées gréso-argileuses et intercalations d'oomicrites. Cet ensemble marneux est surmonté de 2 barres massives (7 m), en relief dans la topographie, de biomicrites (wackestone) à débris dispersés de lamellibranches et gastéropodes. A la base de ces 2 barres, une riche faune de lamellibranches vasicales a été recueillie : pholadomyes, Ceratomyopsis sp., Unicardium sp. et Brachidontes sp. Ces deux termes, marno-calcaire à la base et calcaire au sommet, correspondent au motif séquentiel classique, déjà rencontré dans pratiquement toutes les coupes de la base des Calcaires de Mechra Klila ou du Terni.

4 - La coupe de Teniet el Hamra.

Située à quelques kilomètres au NE du diapir du Tirremi, la coupe de Teniet el Hamra offre à l'observation les 100 premiers mètres des Calcaires du Terni et une partie de la Formation d'Ahmar Lakhdar (fig. 94, colonne 4).

Les deux séquences principales de base montrent un arrangement vertical qui se répète dans chacune d'elle, avec :

- un terme à dominante marno-calcaire comportant des intercalations d'oomicrites, de biomicrites (packstone) à lamellibranches (huîtres principalement)

et de biopelmicrites (mudstone à wackestone) renfermant quelques débris de lamellibranches, gastéropodes et foraminifères (*Alveosepta jaccardi*). Dans la première, s'observe également quelques passées gréseuses et un niveau de gypse ;

- un terme dolomitique à unités plurimétriques comportant des dolomies cristallines massives surmontées de dolomies à laminites stromatolitiques et à structures alvéolaires de type birds-eyes.

Dans le secteur de Taourirt, le reste de la Formation du Terni est constitué, sur une épaisseur totale d'environ 300 à 350 mètres, de dolomies à structures algo-laminaires fréquentes et à intercalations de marnes dolomitiques jaunâtres.

Au-dessus de cet ensemble dolomitique affleure l'équivalent méridional des Marno-calcaires et Calcaires d'Ahmar Lakhdar qui, comme dans tous les autres secteurs, comportent 2 ensembles lithologiques distincts :

- un ensemble marno-calcaire avec des intercalations de quelques décimètres de biomicrites à *Everticyclammina virguliana* et de biopelmicrites grossières à échinides et lamellibranches, dont les éléments les plus arrondis, notamment les péloïdes, sont recouvert d'une ou deux couches corticales oolitiques fibroradiées ;

- un ensemble carbonaté, entièrement dolomitique à petites unités métriques à plurimétriques identiques à celles du terme dolomitique des Calcaires du Terni.

5 - Les coupes annexes.

Deux coupes supplémentaires sont présentées pour compléter l'étude des Calcaires du Terni dans le domaine occidental. Elles sont empruntées aux travaux de Benzaquen et al. (1965) pour celle du Draa Sidi Saada, petit massif localisé à une trentaine de kilomètres à l'Est de Taza sur la route de Guercif et à Benest (1985) pour celle du Bou Haïdour, chaînon situé à 20 km au NNE de Saka.

a) La coupe du Draa Sidi Saada.

Benzaquen et al. relèvent la succession suivante (fig. 96) :

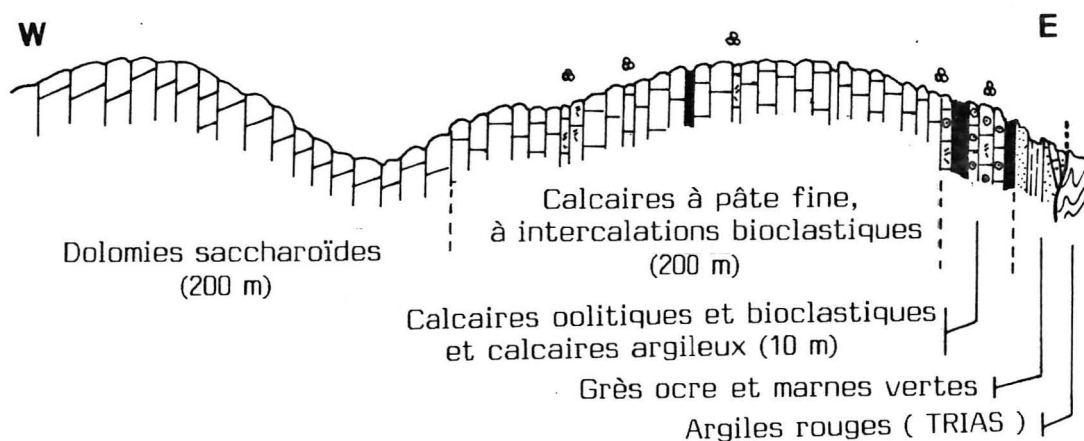


Fig. 96 - Coupe de Draa Sidi Saada (d'après Benzaquen et al., 1965, légèrement modifiée).

- une dizaine de mètres de calcaires oolitiques et bioclastiques et de calcaires argileux clairs, à lamellibranches, gastéropodes et Clypeina jurassica, Nautiloculina oolitica et Alveosepta jaccardi ;
- 200 mètres de calcaires micritiques gris, en gros bancs, à intercalations bioclastiques renfermant des clypéines, Alveosepta jaccardi, A. powersi, A. personata et Everticyclammina virguliana (dét. Hottinger) ;
- 200 mètres de dolomies cristallines blanches ou grises en gros bancs.

Cette coupe qui montre des faciès de plate-forme littorale très semblables à ceux de Messeklat, correspond aux affleurements les plus rapprochés du Moyen Atlas. Or, comme le font remarquer Benzaquen et al., si l'on considère le Moyen Atlas comme une aire émergée à cette époque et vu l'épaisseur du Kimméridgien (au moins 400 mètres à l'affleurement) on peut supposer que le passage entre les terres émergées et la plate-forme subsidente devait s'effectuer par l'intermédiaire d'une zone très mobile, localisée à la limite actuelle entre Moyen Atlas et bassin de Guercif.

b) La coupe du Jbel Bou Haïdour.

Levée dans la partie sud-est du massif, aux environs du douar Oulad Mohammédi, Benest y distingue 4 ensembles sur une épaisseur de plus de 500 m (fig. 97) :

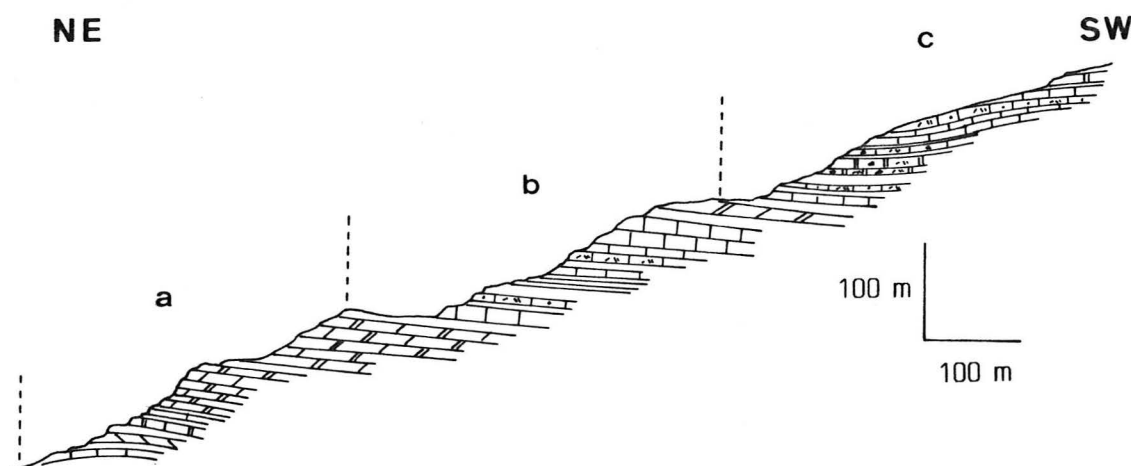


Fig. 97 - Coupe du Jbel Bou Haïdour (d'après Benest, 1985, légèrement modifiée).

- 165 m de micrites à favréines et clypéines et de dolosparites (a) ;
- 154 m d'un ensemble micritique à passées de pelmicrites riches en Campbelliella striata (b) ;
- 180-200 m d'un complexe micritique admettant des niveaux péloïdaux, intraclastiques ou bréchiques de plus en plus épais vers le haut, avec des passées à petits galets de taille parfois centimétriques (c) ;
- 50 à 100 m ? de micrites et pelmicrites (non représentés sur la fig. 97) à K. cf. palastiniensis parfois associées à C. striata, des aciculaires, des débris roulés de polypiers ou d'huîtres micritisées ou perforées, accompagnés de C. jurassica, S. annulata et Thaumatoporella parvovesiculifera.

Cette succession assez monotone, dépourvue de marnes, rappelle tout à fait celle du Jbel Bessem dans la région d'Hassi Berkane. De plus, les niveaux bréchiques, de par leurs caractères et leur position dans la série, semblent être contemporains des brèches de la partie sommitale du Jbel Bessem. On peut en conclure que les dépôts, dans ces deux secteurs, se sont accumulés dans le même cadre sédimentaire, celui d'une plate-forme littorale très peu profonde à fonds vaseux ou sablo-vaseux.

6 - Conclusion.

L'organisation générale des divers milieux dans le dispositif sédimentaire est, à quelques nuances près, très similaire à celle du domaine oriental. La sédimentation s'effectuait sur une plate-forme littorale abritée, peu profonde, à fonds principalement vaseux ou sablo-vaseux, comportant sur sa frange proximale une zone d'estran couverte de tapis algaires à cyanophycées et accidentée localement ou temporairement sur sa bordure distale de levées ou d'accumulations sableuses, oolitiques ou bioclastiques.

Rien ne permet donc de différencier vraiment un domaine oriental d'un domaine occidental comme c'était le cas pour la formation précédente ; on est en présence d'une plate-forme littorale banale, de largeur variable, bordant un domaine continental situé au Sud (Atlas et ses dépendances) et surplombant un bassin au Nord (bassin rifain).

III - LES ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES

Les Formations de Mechra Klila et d'Ahmar Lakhdar sont dépourvues de marqueurs stratigraphiques comme les ammonites ; par contre, les foraminifères benthiques et les algues dasycladales, généralement très abondants dans ces séries de plate-forme, sont susceptibles d'apporter quelques données sur l'âge des deux formations.

1 - Les foraminifères.

- Alveosepta jaccardi : cette espèce, qui débute dès la base de la Formation des Grès des Beni Ourimeuch, est présente jusqu'à environ 150 mètres du toit des Calcaires de Mechra Klila. Elle est accompagnée, dans la partie basale, par Alveosepta powersi observée dans divers secteurs du Maroc oriental ; Hottinger la signale au Draa Sidi Saada (à 150 m de la base), au Bou Haïdour (à 50 m de la base) et au Jbel Bou Slah dans les Beni Bou Yahi (à l'extrême base). Je l'ai également recueillie dans les premiers bancs au Jorf el Abiod ;

- Kurnubia palastiniensis : se rencontre dès les premiers bancs carbonatés de la Formation de Mechra Klila au Jbel Achaoun et jusqu'à environ 100 m du sommet à Mechra Klila. Par contre, dans la Formation d'Ahmar Lakhdar, elle paraît totalement absente ;

- Everticyclammina virguliana : quelques individus isolés ont déjà été signalés dans plusieurs niveaux carbonatés des Grès des Beni Ourimeuch.

Puis on la trouve en abondance à partir du toit des Calcaires de Mechra Klila et dans l'ensemble marno-calcaire d'Ahmar Lakhdar ; elle disparaît totalement dans l'ensemble calcaire sus-jacent et ne réapparaît que de façon très sporadique dans la Formation de Bou Rhennja.

2 - Les algues.

- Clypeina jurassica est présente dès la base des Calcaires de Mechra Klila jusqu'au sommet de la Formation d'Ahmar Lakhdar ; son absence provisoire dans l'ensemble marno-calcaire n'est certainement due qu'à des modifications de l'environnement (apports argileux trop abondants) ;

- Campbelliella striata débute à 30 m de la base des Calcaires de Mechra Klila (Aklim) et disparaît au sommet des Calcaires d'Ahmar Lakhdar.

3 - Age des formations.

Parmi ces espèces de foraminifères et de dasycladales, seules A. jaccardi et A. powersi ont une valeur stratigraphique acceptable. La première permet de caractériser l'intervalle Oxfordien supérieur-Kimméridgien pro parte car elle ne semble pas atteindre la partie terminale du Kimméridgien supérieur. La seconde, beaucoup moins fréquente, serait d'après Bassoullet et Fourcade (1979) représentative du Kimméridgien supérieur.

On peut donc admettre en première approximation que les Calcaires de Mechra Klila sont d'âge Kimméridgien supérieur.

En Algérie occidentale, Benest (1985) a établi une stratigraphie assez précise du Jurassique supérieur de plate-forme des Monts de Tlemcen, par corrélations avec les formations à ammonites du Bou Rheddou.

Les Formations de Mechra Klila et d'Ahmar Lakhdar sont respectivement les homologues des rythmes A et B tlemceniens ; si l'on admet que les dépôts de l'avant-pays rifain sont à peu près synchrones de ceux de l'avant-pays tellien, l'âge des Marno-calcaires et Calcaires d'Ahmar Lakhdar peut être déduit. En effet, au Bou Rheddou, les Marnes intermédiaires, qui seraient l'équivalent de l'ensemble marno-calcaire d'Ahmar Lakhdar, ont livré une faune d'ammonites pyriteuses, de petite taille, avec Hybonotoceras hybonotum, Glochiceras sp., Haploceras sp., Aspidoceras gourguechoni et Lithacoceras (Subplanites) gr. reisi. Ces ammonites caractérisent la zone à Hybonotum du Tithonique inférieur (Benest 1985, p. 339).

Conclusion : Sur l'avant-pays rifain oriental, les Calcaires de Mechra Klila se sont vraisemblablement déposés au cours du Kimméridgien supérieur et les Marno-calcaires et Calcaires d'Ahmar Lakhdar lors du Portlandien inférieur (par commodité la limite Kimméridgien/Portlandien sera placée au toit de la Formation de Mechra Klila).

chapitre II

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

* *

Au cours du Kimméridgien supérieur et du Portlandien inférieur, la plate-forme, externe et interne, de l'avant-pays rifain oriental a été le siège d'une sédimentation à dominante vaseuse et sablo-vaseuse ; les dépôts sableux sans boue matricielle étant limités au talus supérieur, à la bordure de la plate-forme ou à la zone littorale.

Les faciès présentent une apparente monotonie ; leur différenciation ne pouvant se faire, dans bien des cas, qu'au niveau du microfaciès. Trois groupes d'importance inégale ont été distingués :

- les faciès de talus externe, assez fréquents, localisés à l'extrémité occidentale des Kibdana et sur le flanc nord du Gareb ;
- les faciès de bordure de plate-forme, beaucoup plus rares, se rencontrent principalement sur le flanc nord des Beni Snassen (Hassi Berkane-Aklim) et sur la façade occidentale du Terni-Masgout (Bou Hajjer-Messeklat) ;
- les faciès de plate-forme interne, les plus fréquents, caractérisent la majeure partie des assises des Beni Snassen, des Beni Bou Yahi et du Terni.

Remarque : dans l'analyse des microfaciès de la Formation des Beni Ourimeuch, chaque microfaciès a été symbolisé par une abréviation constituée d'une lettre désignant un des domaines de la plate-forme (ex : T = talus) et d'une seconde lettre, en majuscule, hiérarchisant les faciès. Pour les deux formations étudiées dans ce chapitre, afin d'éviter toute confusion avec les faciès précédents, des abréviations sensiblement différentes seront utilisées ; les lettres désignant les différents domaines seront affectées non plus d'une lettre majuscule mais d'un chiffre. Si un ou plusieurs faciès présentent des analogies très grandes avec ceux étudiés dans la formation précédente, une description succincte en sera faite en notant simplement les éventuelles différences.

I - LES MILIEUX DU TALUS EXTERNE

Deux groupes principaux de sédiments ont été distingués : les vases fines, plus ou moins argileuses de la partie basale du talus et les vases sableuses et sables grossiers de la partie supérieure. Un troisième groupe, moins fréquent, correspond aux brèches très grossières, à débit en boules.

A - LES FACIES VASEUX ET SABLO-VASEUX A SPONGIAIRES DE LA BASE DU TALUS.

1 - Les marnes et les biomicrites à spicules de spongiaires - faciès T1.

Ces faciès ont été rencontrés à l'affleurement au Jbel Lahyat Faraoun et dans les environs.

Les marnes, de couleur grise à jaunâtre, n'offrent que peu d'intérêt. Elles sont à peu près azoïques et ne renferment que de rares traces d'activité biologique de type Chondrites.

Les biomicrites correspondent à des bancs de quelques décimètres, groupés en barres métriques à plurimétriques, qui surmontent les marnes.

Microfaciès.

De texture mudstone à wackestone, ces biomicrites sont caractérisées par une phase bioclastique comportant essentiellement 2 types de spicules de spongiaires, fréquemment sparitisés et orientés parallèlement au litage :

- spicules fins, monoaxones, les plus nombreux, de 0,02 mm de diamètre et de 0,3 mm de longueur ;
- spicules plus gros, dont certains triaxones, de 0,08 mm de diamètre et 1,25 mm de longueur.

On note également la présence de quelques débris sparitiques indéterminables et de minuscules fragments d'échinodermes.

Le quartz ne représente habituellement pas plus de 1 à 2% sauf, à la base de la formation, dans les faciès de transition avec les grès sous-jacents.

La matrice est une micrite sombre très banale.

Milieu de dépôt : l'importance de la fraction fine vaseuse et la présence de spicules de spongiaires témoignent d'un milieu calme, relativement profond, bathyal(?) ou circalittoral, de bassin(?) ou de la base du talus externe, peuplé par une épifaune de spongiaires siliceux.

2 - Les biopelmicrites fines à spicules de spongiaires et échinodermes faciès T2.

Ces biopelmicrites sont associées aux biomicrites à spicules T1 avec lesquelles elles présentent un certain nombre de points communs, mais aussi de différences.

La texture est de type packstone, avec une phase granulaire abondante, dominée par trois éléments principaux :

- les péloïdes, constituant l'essentiel de la phase sableuse (jusqu'à 40% de la roche), sont des grains micritiques, assez bien calibrés, arrondis, de taille comprise entre 0,1 à 0,2 mm. Certains de ces grains résultent, de

toute évidence, de la micritisation de bioclastes ; d'autres par contre, les plus réguliers, sphériques à ovoïdes, de même taille, ont plus probablement une origine fécale ;

- les spongiaires ne sont plus représentés que par des spicules sparitisés de grande taille, orientés parallèlement au litage et pouvant atteindre 10% ;

- les échinodermes, en débris ne dépassant généralement pas 0,5 mm, devaient, pour la plupart, appartenir aux échinides (plaques et petits radioles) ; quelques articles de crinoïdes ont également été identifiés.

En dehors de ces trois éléments majeurs, il n'existe quasiment aucun autre type de débris, à l'exception de quelques très rares coquilles brisées de lamellibranches.

La microfaune est représentée par des foraminifères de petite taille, probablement autochtones, parfois très abondants : verneuilinidés, ataxophragmiidés (Gaudryina et Dorothia), valvulinidés et textulariidés. Ces formes agglutinées sont accompagnées par des miliolidés en grand nombre et par quelques nodosaridés (Lenticulina).

Milieu de dépôt : la présence de spongiaires siliceux et d'une microfaune benthique à affinités circalittorales (Dorothia et Gaudryina) et l'absence d'organismes infralittoraux plaident en la faveur d'un milieu marin ouvert, assez profond, situé dans l'étage circalittoral, relativement éloigné des milieux infralittoraux (pas d'apports). Ce type d'environnement devait correspondre à la base du talus, à fonds vaseux, colonisés par les éponges, qui n'ont malgré tout jamais érigés de bioconstructions.

B - LES FACIES VASO-SABLEUX ET SABLO-VASEUX DU TALUS MOYEN ET SUPERIEUR.

1 - Les biopelmicrites grossières à échinodermes - faciès T3.

Elles se présentent en bancs massifs, généralement associés à ceux des faciès précédents, dans le secteur de Lahyat Faraoun.

Ce faciès, de texture wackestone, est caractérisé par l'importance de la phase matricielle micritique et par la présence d'éléments grossiers, de taille plurimillimétrique ; il en résulte un classement très mauvais.

Il diffère du faciès T2 par une augmentation très importante de la taille des éléments, par la rareté des spicules de spongiaires et par la présence d'organismes à cachet infralittoral. Ces derniers, en débris, appartiennent principalement aux crinoïdes qui, bien que n'étant pas typiquement infralittoraux, caractérisent des milieux assez peu profonds. Ils sont accompagnés, en proportions variables, de gros radioles d'échinides (cidaridés), de fragments squelettiques de madréporaires, éponges calcaires et bryozoaires, de tubes d'annélides et de coquilles brisées de lamellibranches dont certaines à microstructure prismatique.

La microfaune est à peu près identique ; il s'y ajoute cependant des Ammobaculites et surtout des épistomines, petits foraminifères que l'on

rencontre en abondance dans les sédiments infralittoraux des bordures agitées de plate-forme (faciès BoB de la Formation des Beni Ourimeuch).

Milieu de dépôt : la disparition presque totale des spongiaires indique une diminution de la tranche d'eau ; l'importance de la phase matricielle vaseuse témoigne encore de conditions de faible agitation. L'aire de dépôt devait correspondre à une zone assez calme, localisée à la partie moyenne du talus, recevant en quantité plus ou moins abondante des débris issus des milieux supérieurs infralittoraux.

2 - Les biomicrites et biosparites très grossières à crinoïdes et bryozoaires - faciès T4.

A l'affleurement, ces biomicrites se présentent en bancs lités, de couleur roussâtre, à petites silicifications en relief ; ces deux caractères permettent de les distinguer très aisément des autres faciès.

Les éléments, hétérométriques, de grande taille, très nombreux et jointifs, confèrent à ce faciès une texture de type packstone à grainstone.

Les grains, relativement usés mais mal classés, sont de nature variée ; les plus abondants sont les débris de crinoïdes et les bryozoaires érigés, peu ou pas brisés, toujours silicifiés (dans certains cas ils représentent ensemble 20 à 30% de la roche).

Ces 2 types de particules sont accompagnés de bioclastes, plus ou moins micritisés, généralement indéterminables, pouvant atteindre 20 à 30% du sédiment.

Les autres organismes sont les éponges calcaires (pharétrones) assez fréquentes, les madréporaires (plus rares), les gastéropodes, les échinides (radioles), les annélides et les algues : solénopores, Cayeuxia et Boueina et quelques débris de dasycladales (Salpingoporella pygmaea notamment).

En ce qui concerne la microfaune, en plus des foraminifères cités dans les faciès précédents, s'ajoutent de grosses quinqueloculines, Protopeneroplis striata, Conicospirillina basiliensis, Pseudocyclamina lituus, Labyrinthina mirabilis, Nautiloculina oolithica et Mesoendothyra sp. Ces quatre dernières formes, même si elles sont très rares dans ce faciès, sont des organismes que l'on rencontre fréquemment dans les milieux très peu profonds de la plate-forme littorale et ne peuvent être considérés comme autochtones.

Milieu de dépôt : l'abondance de débris bioclastiques indique la proximité des aires de productivité biologique élevée. Par ailleurs, l'existence de métazoaires, comme les crinoïdes et les bryozoaires, témoignent d'un milieu de vie relativement propre, non ou peu vaseux, avec des substrats suffisamment stables pour permettre leur fixation. Enfin, les organismes comme les pharétrones, les madréporaires, les algues vertes et les foraminifères de plate-forme littorale correspondent à des arrivées bioclastiques issues des milieux infralittoraux proches. Le milieu de dépôt devait appartenir à une zone à dominante sableuse, située dans la partie supérieure du talus, faisant la transition avec les milieux infralittoraux de la plate-forme littorale.

C - LES BRECHES.

Comme les faciès précédents, on les observe dans la région du Jbel Lahyat Faraoun. A l'affleurement, elles se débitent en boules de quelques décimètres à plusieurs mètres de diamètre. Leur position par rapport aux autres faciès est très variable, on peut les rencontrer :

- emballées dans les marnes grises (ensemble c, fig. 81) ou encore reposant sur les marnes (ensemble f) ;
- surmontant et passant latéralement aux biopelmicrites à spicules de spongiaires T2 et aux biomicrites grossières à échinodermes T3 (ensemble b) ; c'est le cas le plus fréquent.

Dans ces niveaux à boules, deux types de faciès principaux peuvent être distingués, l'un véritablement bréchique à fragments de roches hétérogènes et l'autre biomicritique à gros débris de madréporaires silicifiés. Seules les brèches feront l'objet d'une description dans ce paragraphe ; les biomicrites à madréporaires seront étudiées dans un autre paragraphe consacré aux faciès de bordure (§ II, A, 1).

Les brèches grossières à lithoclastes hétérogènes - faciès Br.

Elles sont constituées de gros lithoclastes pluricentimétriques, généralement anguleux, supportés par une matrice granulaire à petits lithoclastes millimétriques.

Les lithoclastes sont de nature variée ; on peut y reconnaître des faciès du talus supérieur avec des biomicrites et biopelsparites grossières (packstone) à échinodermes, bryozoaires, éponges calcaires et madréporaires (proches de T4) et des faciès de bordure avec des biopelmicrites à biopelsparites fines ou grossières, à petits et gros débris de madréporaires et d'éponges calcaires et des biomicrites à madréporaires, éponges calcaires, encroûtements cryptalgaires et Tubiphytes (faciès Bc1 ; cf. § II, A, 1).

Les grains de la matrice microbréchique, apparemment de même nature que les gros lithoclastes, sont soudés par une sparite ou une dolosparite fortement chargée en oxydes de fer.

Milieu de dépôt : de par leur position par rapport aux autres sédiments, en intercalations ou surmontant les marnes et les biomicrites T1 et T2, on peut déduire que les brèches se sont accumulées au pied du talus. Leur mode de mise en place et les causes ayant provoqué leur déplacement seront discutés ultérieurement (§ D, 2).

D - ARRANGEMENT SEQUENTIEL ET ORGANISATION DE L'ENVIRONNEMENT SUR LE TALUS.

Un très bel exemple de l'arrangement séquentiel est donné par les deux dernières séquences principales de la coupe de Lahyat Faraoun (fig. 98) ; la première permet d'observer une succession verticale des faciès de talus

sans dépôts bréchiques, la seconde montre un agencement avec des sédiments bréchiques.

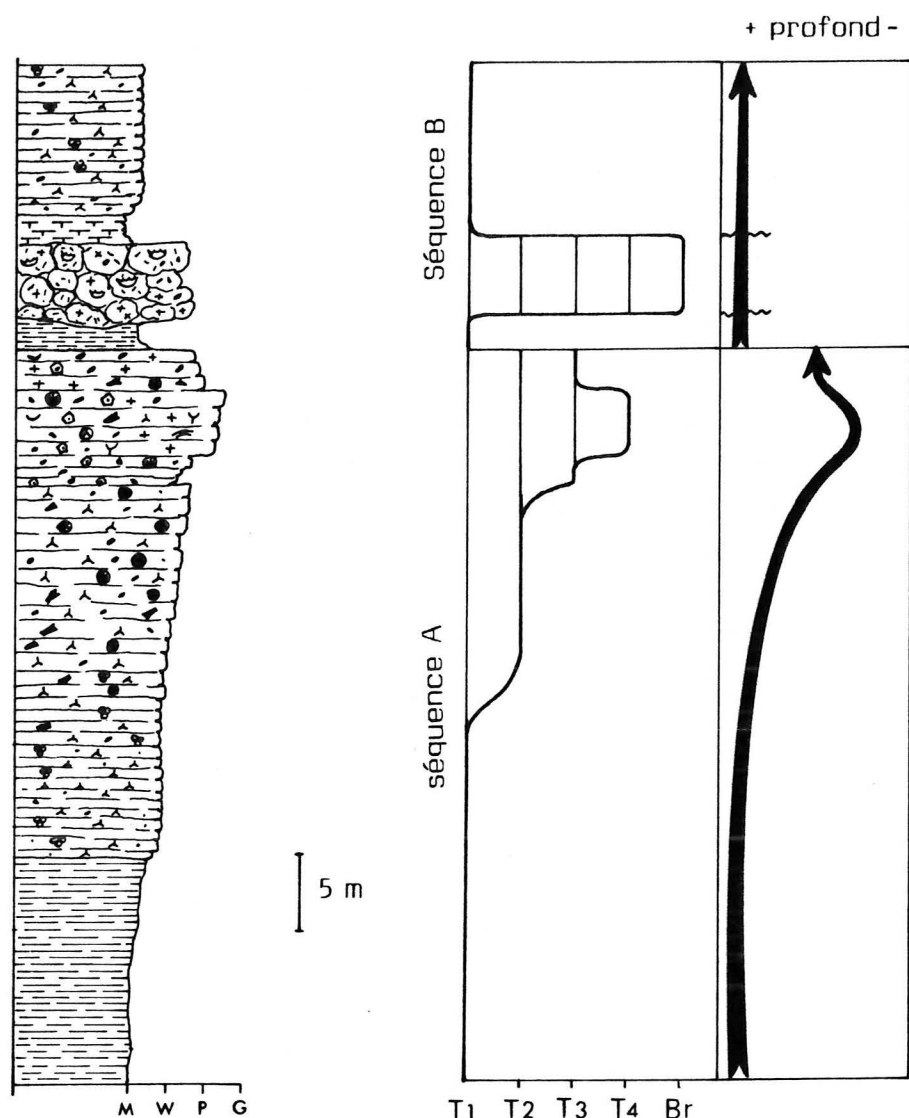


Fig. 98 - Exemples de séquences de talus rencontrées au sommet de Lahyat Faraoun.

1 - Séquence montrant le passage progressif marnes - biomicrites à spicules de spongiaires - biomicrites et biosparites grossières à crinoïdes et bryozoaires.

La séquence A de la figure 98 illustre ce type d'organisation verticale. L'enchaînement des faciès T1 à T4 correspond à une séquence de comblement évoluant des milieux vaseux de la base du talus jusqu'aux milieux sableux qui font la transition avec la bordure de la plate-forme.

Dans la plupart des séquences du Jbel Lahyat Faraoun, seuls les termes T1 et T2 sont représentés, d'où un environnement situé en permanence

dans les parties basses du talus.

Dans le cas de la séquence A (fig. 98), où tous les dépôts de talus sont représentés, un certain nombre de caractères peuvent être mis en évidence :

- les marnes sont à la base et le passage d'un faciès à un autre se fait de manière progressive, sans séparation nette entre chacun d'eux ;
- le volume et la taille des débris bioclastiques augmentent régulièrement à mesure que l'on s'élève dans la séquence et la vase interstitielle tend à disparaître dans les passées les plus grossières du faciès T4 :
 - . présence puis disparition du matériel terrigène argileux ;
 - . sédimentation fine à bioclastes autochtones, d'abord spicules de spongiaires puis petits débris et radioles d'échinides (faciès T1 et T2) ;
 - . sédimentation fine avec apports grossiers allochtones originaires des milieux supérieurs : crinoïdes, oursins réguliers, éponges calcaires ainsi que madréporaires (faciès T3) ;
 - . sédimentation sablo-vaseuse à articles de crinoïdes et petites colonies de bryozoaires (plus ou moins autochtones) et débris allochtones, d'origine infralittorale, comme les éponges calcaires, les madréporaires, les algues dont des dasycladales et les foraminifères de plate-forme littorale.

L'organisation séquentielle verticale traduit une diminution progressive de la profondeur, par comblement, depuis les milieux vaseux circalittoraux de la base du talus jusqu'aux milieux circa à infralittoraux du sommet.

2 - Séquence de talus inférieur comportant des dépôts bréchiques.

Ce type de séquence, assez fréquent dans les assises du Jbel Lahyat Faraoun, est illustré par la séquence B de la figure 98.

On distingue 3 types de faciès principaux : des marnes intercalées d'une masse bréchique de 5 mètres d'épaisseur, le tout surmonté de biomicrites à spicules de spongiaires.

Les brèches, qui reposent sur les marnes par l'intermédiaire d'un contact irrégulier, plus ou moins ravinant, ont une extension d'un peu plus d'une centaine de mètres et dessinent un corps lenticulaire à aspect chaotique parfaitement isolé dans les marnes (voir fig. 82 et 83).

La succession marnes-biomicrites à spicules de spongiaires représente une séquence classique simple, évoluant dans la partie basale du talus. La masse bréchique correspond à un corps sédimentaire allochtone composé de sédiments d'origine essentiellement infralittorale et mis en place dans les milieux profonds du pied de talus. L'aspect chaotique, en boules, de ce niveau suggère un déplacement en masse, par glissement de sédiments en voie d'induration, sur une pente aboutissant au pied du talus.

3 - Aspects morphologiques et influences de la tectonique synsédimentaire.

a) 1^{er} cas : le passage entre les divers dépôts de talus est progressif.

Verticalement, le passage des marnes aux biomicrites à biosparites à crinoïdes et bryozoaires de la séquence A s'effectue sur une épaisseur totale de 45 m, ce qui témoigne d'un taux de comblement à peine supérieur à celui de la subsidence.

D'un point de vue morphologique, l'aire de dépôt devait correspondre à une rampe en pente douce, s'élevant très régulièrement depuis la base, à sédimentation vaseuse, jusqu'au sommet du talus à sédimentation sablo-vaseuse à sableuse (fig. 99).

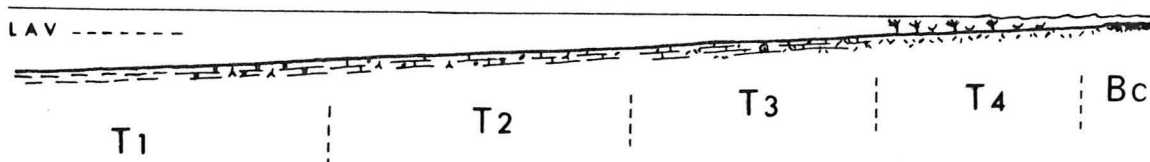
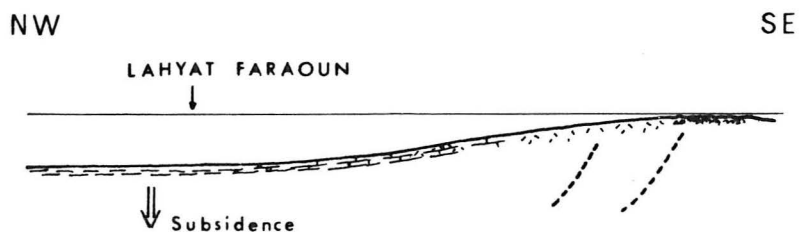


Fig. 99 - Aspect morphologique d'une rampe en pente douce montrant le passage des vases du pied de talus aux sables vaseux et sables du sommet.

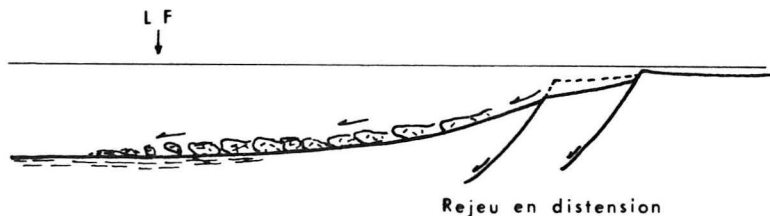
b) 2e cas : les vases de la base du talus sont perturbées par des sédiments glissés.

Si l'on faisait abstraction des niveaux bréchiques, la séquence B serait tout à fait identique aux premiers termes de la séquence A qui correspondent à des dépôts de talus inférieur.

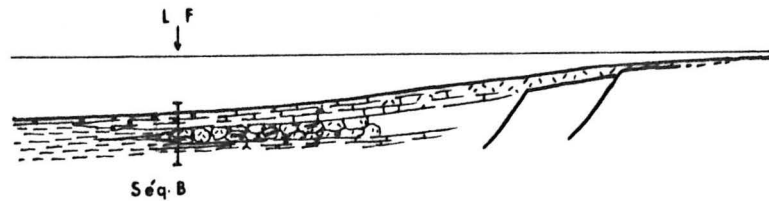
Pour expliquer la présence des brèches, on peut concevoir la succession d'évènements suivants (fig. 100) :



A - Phase de sédimentation normale



B - Phase de tectonique synsédimentaire



C - Phase de sédimentation normale

Fig. 100 - Essai d'interprétation de la mise en place des niveaux bréchiques à boules (exemple de la séquence B de la fig. 98).

- 1e temps : une phase de sédimentation calme, argilo-vaseuse, dans les zones basses du talus (fig. 100 A) ;
- 2e temps : des mouvements tectoniques brusques se manifestant par le jeu (ou le rejeu) en distension d'une (ou plusieurs) failles normales, engendrent une augmentation de la pente et même la formation d'un escarpement sous-marin. Ainsi, les sédiments plus ou moins indurés, accumulés sur le talus supérieur ou la bordure de la plate-forme vont se trouver en déséquilibre et par gravité vont glisser en masse jusque dans les parties basses du talus (fig. 100 B) ;
- 3e temps : la sédimentation calme de profondeur se réinstalle et se déposent alors des vases argileuses, puis des vases carbonatées à spongiaires.

Ainsi, les niveaux bréchiques à boules peuvent être interprétés comme des dépôts issus du talus supérieur ou de la bordure de la plate-forme et mis en place dans les parties profondes du talus inférieur. Leur ablation et leur déplacement seraient la conséquence du fonctionnement en distension de failles qui délimitent des compartiments ou blocs, dont les sédiments superficiels, en voie d'induration, se trouvent alors brusquement en déséquilibre et par gravité glissent sur la pente que les mouvements tectoniques ont accentuée.

De tels phénomènes de glissement ont également été observés, à plusieurs niveaux, dans les assises de Lahyat Faraoun mais aussi à Beni Moussa (petit massif situé à un kilomètre au sud), où des bancs ou des séries de bancs de plusieurs mètres d'épaisseur et d'une dizaine de mètres de longueur sont inclus dans les vases argileuses. Ceci tendrait à prouver l'existence d'escarpements rocheux, dont les parties les plus instables pouvaient s'effondrer, puis être transportées par gravité dans des zones plus profondes du talus.

E - CONCLUSION

Les sédiments du talus externe sont en majorité des vases argileuses ou carbonatées à spongiaires dans les parties les plus basses ; ce sont aussi des vases sableuses sur le talus moyen qui reçoit, en proportions variables, des apports bioclastiques des milieux supérieurs. Le sommet du talus est le siège d'une sédimentation sableuse bioclastique où dominent crinoïdes et bryozoaires.

Comme dans de nombreux dispositifs de marges passives, le talus

externe est une zone privilégiée de mobilité tectonique. Elle se manifeste par le jeu synsédimentaire de failles normales qui découpent le soubassement et modifient la pente du talus ainsi que l'équilibre des sédiments superficiels en voie d'induration, qui par glissement peuvent se déplacer jusque dans les parties basses du talus.

L'activité tectonique se manifeste donc sous deux formes : la subsidence engendrée par des mouvements négatifs lents et le jeu en distension de failles synsédimentaires responsables des mouvements négatifs brusques.

II - LES MILIEUX DE BORDURE

ET DE PLATE-FORME INTERNE

Sur l'ensemble de l'avant-pays, les assises comportant des faciès typiques de bordure sont assez peu fréquentes ; deux groupes de faciès principaux peuvent être cependant distingués :

- les faciès à madréporaires, qui se rencontrent principalement dans les niveaux bréchiqes de Lahyat Faraoun et dans quelques pâtés et pinacles coralliens à Aklim et Hassi Berkane ;
- les faciès oolitiques, plus rares encore, sont limités à la façade occidentale du Terni-Masgout.

Un autre groupe de faciès a été défini, il caractérise des milieux de transition appartenant à la partie interne de la bordure ou à la frange distale de la plate-forme interne. On les observe le plus souvent dans les coupes d'Aklim et d'Hassi Berkane.

Les faciès typiques de plate-forme interne sont relativement peu variés mais ils représentent l'essentiel de la masse carbonatée des Formations de Mechra Klila et d'Ahmar Lakhdar.

A - LES FACIES DE LA BORDURE.

1 - Les faciès à madréporaires - faciès Bc

A l'exception d'une bioconstruction d'une cinquantaine de mètres d'extension, localisée à la base de la Formation de Mechra Klila à Aklim et de petits pinacles au Jbel Lamdal (région d'Hassi Berkane), aucune construction importante n'a été observée à l'affleurement.

A Aklim, l'ensemble corallien est constitué de colonies assez fragiles, branchues ou en touffes, couchées et en partie fragmentées ainsi que de colonies en boules, déplacées et brisées en morceaux de plusieurs décimètres, le tout emballé dans une biomicrite à débris variés riches en échinides. Il ne semble pas que les madréporaires aient construit d'édifice à armature rigide de type bioherme ; il est plus probable qu'ils se soient organisés en biostrome à colonies non soudées, mais cependant assez rapprochées dans un

environnement faiblement à très modérément agité. Leur démantèlement et le déplacement sur quelques mètres peuvent résulter de la bioérosion (nombreuses perforations observées) et de l'action de vagues de tempêtes agissant périodiquement dans une zone habituellement calme.

En dehors des madréporaires, les organismes participant à la vie coloniale sont les éponges calcaires, les bryozoaires, les serpules, les algues encroûtantes (*Cayeuxia*, solénopores), les Tubiphytes ainsi que des croûtes cryptalgaires micritiques et pelmicritiques qui tapissent les espaces inter-coloniaux et même les perforations.

La microfaune, assez rare, n'est représentée que par quelques foraminifères : des lenticulines et Bullopore tuberculata.

Dans le secteur d'Hassi Berkane, à divers niveaux de la Formation de Mechra Klila, ont également été rencontrées des assises renfermant des colonies de madréporaires, isolées ou groupées en petits biostromes de quelques mètres d'extension, associées à des sables bioclastiques à débris de polypiers.

Dans les brèches à boules de Lahyat Faraoun, certaines boules riches en madréporaires montrent un faciès très proche, avec les mêmes organismes coloniaux, mais l'organisation et la distribution des bioconstructions n'est pas connue : y avait-il une véritable barrière avec d'importants biohermes à armature rigide ou simplement des petits récifs en taches dispersés, jalonnant la bordure de la plate-forme ?

2 - Les faciès oolitiques - faciès Bo

Les assises correspondant à des dépôts oolitiques sont extrêmement rares et ne sont représentées que par quelques barres plurimétriques affleurant au Jbel Bou Hajjer (voir fig. 93 et 94) et à Messeklat près de Msoun (fig. 93).

Ce sont des oosparites bien classées, très semblables à celles du faciès BoC de la Formation des Beni Ourimeuch et sont interprétées comme des dépôts d'accumulation, de barres ou cordons sous-marins, de milieux très peu profonds, relativement agités de la bordure de la plate-forme.

Remarque : dans le secteur méridional de Taourirt et d'el Aïoun, la base des Calcaires du Terni et les barres carbonatées de l'ensemble marno-calcaire de la Formation d'Ahmar Lakhdar comportent également des niveaux à oolites. Ils ne seront pas étudiés dans ce paragraphe car ils correspondent non pas à des sédiments de bordure mais à des dépôts côtiers, relativement agités, proches du domaine margino-littoral.

B - LES FACIES DE TRANSITION.

Trois types principaux de faciès ont été distingués : les faciès liés aux dépôts oolitiques, les faciès sableux péloïdaux à gros foraminifères et les faciès à organismes encroûtants.

1 - Les oomicrites et les bioomicrites à lamellibranches - faciès Bi1

Ces faciès peu fréquents se rencontrent uniquement dans les niveaux de base des Calcaires du Terni au Guarn Saka et au Jbel Bou Hajjer. A l'affleurement, ils forment des bancs de quelques décimètres, intercalés dans les marnes grises à verdâtres.

Microfaciès.

En réalité, il n'existe pas un type de microfaciès, mais toute une série partant des oomicrites à rares lamellibranches jusqu'aux biomicrites à lamellibranches à très rares oolites.

La texture est wackestone à packstone et le classement est toujours très mauvais :

- les oolites (1 à 10%), de taille très variable (1 mm pour les grosses et 0,3 mm pour les petites), sont de forme sphérique ou ovoïde, à cortex bien développé ou de forme quelconque avec une seule couche corticale épousant la forme du nucléus. Ceux-ci sont principalement des grains de quartz, des péloïdes et des débris d'échinides et de gastéropodes ;
- les lamellibranches (2 à 15%), appartiennent aux huîtres et à d'autres formes indéterminables en plaques minces. Les coquilles sont généralement peu brisées et partiellement micritisées. Dans certains cas, elles peuvent atteindre 25% à 40% du sédiment et constituer de véritables lumachelles.

Les autres éléments sont des péloïdes de forme arrondie, des bioclastes, notamment oursins et gastéropodes et du quartz.

La microfaune, rare, est représentée par Alveosepta jaccardi et des lenticulines.

La matrice est, dans tous les cas, micritique et elle ne semble pas correspondre à un sédiment ayant percolé à partir des niveaux sus-jacents.

Milieu de dépôt : les oolites se forment habituellement dans des milieux d'agitation modérée à forte où le vannage élimine la fraction fine. La présence d'oolites dans des sédiments vaseux témoigne d'une certaine allochtonie et du dépôt dans un environnement relativement calme, peu éloigné des milieux oolitiques. Un tel type d'environnement pourrait correspondre à une zone de baie ou de vasière, ouverte, peuplée localement par des huîtres, située en marge des milieux agités de bordure, générateurs d'oolites.

2 - Les biosparites à biomicrites à débris micritisés.-faciès Bi2

Elles se présentent à l'affleurement en bancs de quelques décimètres, habituellement sans litage ou parfois à litage fruste lié à des variations rapides de la granulométrie. On les rencontre essentiellement dans les Calcaires de Mechra Klila des secteurs d'Hassi Berkane et d'Aklim.

Microfaciès.

La texture est de type grainstone à packstone et le classement est en général assez mauvais, en raison de la juxtaposition de gros grains

plurimillimétriques et de grains dont la taille ne dépasse pas 0,2 à 0,3 mm.

La fraction sableuse est représentée, pour l'essentiel, par des bioclastes micritisés, de forme généralement arrondie et par de gros intra-clastes également arrondis ou subanguleux. Ces bioclastes micritisés sont le plus souvent indéterminables, mais il semble cependant qu'un certain nombre d'entre eux aient pu être, au départ, de gros foraminifères.

Parmi les débris identifiables, les plus abondants sont les échinides, les lamellibranches, les gastéropodes (nérinées) et les dasycladales notamment Clypeina jurassica. Dans certains cas, des thalles plus ou moins fragmentés de Marinella lugeoni constituent l'élément principal de la phase granulaire.

La microfaune est extrêmement abondante en foraminifères infra-littoraux de grande taille bien conservés : miliolles, nautiloculines, trocholines, grosses valvulines et surtout Labyrinthina mirabilis et les formes apparentées à Haurania ou à Pseudocyclamina ; les espèces Alveosepta jaccardi et Kurnubia palastiniensis étant très rares dans ce faciès.

La phase matricielle est généralement sparitique, sans indice de diagenèse précoce ; elle peut être aussi entièrement micritique dans les faciès qui précèdent ceux de la plate-forme interne.

Milieu de dépôt : ces sables se sont accumulés dans une zone à énergie modérée, parfois suffisante pour assurer l'élimination totale de la fraction vaseuse, par vannage. La présence de grands foraminifères benthiques infra-littoraux et de dasycladales témoigne de la proximité des milieux de plate-forme interne avec lesquels ils sont en continuité. Le milieu de dépôt devait correspondre à des fonds sableux appartenant à la partie interne de la bordure.

3 - Les biomicrites à organismes encroûtants - faciès Bi3

Elles affleurent principalement dans la région d'Hassi Berkane, notamment aux Jbel Lamdal et Jbel Bessem, dans la Formation de Mechra Klila. On les observe le plus souvent associées aux faciès Bi2 et surtout Pi1 avec lequel elles montrent une certaine parenté.

Microfaciès.

La texture est de type packstone à rudstone, le classement est très mauvais, avec des éléments dont la taille varie de 0,1 mm à plusieurs centimètres, voire décimètres.

Les éléments sont de gros débris de thalles ou d'encroûtements d'origine algaire et des organismes encroûtants ; on observe :

- des croûtes plus ou moins stratiformes, à structure tubulaire, de Lithocodium aggregatum ou à structure plus ou moins filamenteuse ou péloïdale. A ces croûtes sont fréquemment associés des thalles de Thaumatoporella parvovesiculifera ;

- des touffes de Cayeuxia ainsi que des thalles de Solenopora et de Marinella lugeoni ;

- des éponges calcaires (pharétrones), des stromatoporidés (Cladocoropsis mirabilis), des bryozoaires et des madréporaires.

Les autres éléments bioclastiques sont les dasycladales, assez rares (Salpingoporella pygmaea, S. annulata et Campbelliella striata), les échinides, les lamellibranches et surtout les gastéropodes de grande taille dont des nérinées.

Le reste de la phase granulaire est constitué de péloïdes de forme arrondie et de gros intraclastes micritiques.

La microfaune infralittorale, peu abondante, est représentée par les foraminifères benthiques habituels (A. jaccardi, K. palastiniensis, N. oolithica, V. cf. lugeoni) et plus rarement par Conicospirillina basiliensis.

La phase matricielle est micritique.

Milieu de dépôt : l'abondance des débris d'organismes encroûtants, notamment les algues, témoigne d'un milieu à fonds relativement stables permettant l'installation puis le développement de croûtes, de thalles algaires et autres organismes épiphytes à affinités marines franches (bryozoaires, calcisponges et madréporaires) ; les biomicrites Bi3 peuvent être interprétées comme le résultat de leur démantèlement. L'environnement, dans lequel se sont mis en place ces encroûtements, devait être voisin de celui du faciès précédent, sur la frange interne de la bordure, en domaine infralittoral relativement ouvert.

C - LES FACIES DE PLATE-FORME INTERNE.

Les sédiments de plate-forme interne, très largement répandus sur l'avant-pays rifain oriental, constituent plus de la moitié des assises des Formations de Mechra Klila et d'Ahmar Lakhdar.

Ces dépôts se caractérisent par l'abondance d'une phase fine micritique, carbonatée ou argilo-carbonatée, qui donne aux deux formations un aspect assez monotone. La phase granulaire, également peu diversifiée, a néanmoins permis de distinguer 5 types principaux de faciès.

1 - Les biopelmicrites à oncolites - faciès Pi1

A l'affleurement, elles sont généralement associées aux calcaires à faciès Bi2 et surtout Bi3 dont elles ne se distinguent que par l'abondance des oncolites ; la phase sableuse étant, à quelques différences près, de même nature.

Les oncolites, de forme généralement arrondie à subarrondie, de taille comprise entre 0,5 et 1,5 cm, ont un cortex à laminations et encroûtements variés :

- Bacinella irregularis, à structure cellulaire typique, bien développée, formant plus une masse nodulaire que des laminations concentriques ;

- Lithocodium aggregatum, à structure tubulaire, disposée plutôt en couches concentriques plus ou moins discontinues et irrégulières ;
- des thalles laminaires de Thaumatoporella, moins fréquents, associés à Bacinella-Lithocodium ;
- des laminations micritiques à structures vésiculeuses allongées parallèlement aux couches corticales, qu'il est difficile de rapporter à Bacinella ou Lithocodium ;
- le cortex peut être également entièrement micritique, notamment dans les oncoïdes de petite taille ; dans ce cas, il semble que cette absence de structure soit plus d'origine secondaire (micritisation totale du cortex) que primaire.

Les nucléus sont de gros péloïdes, des intraclastes résultant de la bioturbation d'un sédiment en voie d'induration ou des débris bioclastiques (lamellibranches, gastéropodes, Cayeuxia et Cladocoropsis, parmi les plus fréquents).

Entre les oncolites, la fraction sableuse est composée presque exclusivement de péloïdes et d'intraclastes micritiques. Les bioclastes sont rares, on n'observe seulement que quelques débris de dasycladales.

La microfaune est représentée par les miliolles, les valvulinidés, les verneuillinidés, Kurnubia palastiniensis en abondance et plus rarement par Pseudocyclammia cf. lituus. On note également la disparition de Labyrinthina mirabilis qui semble plutôt liée à des milieux plus sableux et probablement un peu plus ouverts.

Le liant est exclusivement micritique.

Milieu de dépôt : La nature des éléments témoigne de la prédominance de l'activité algaire (oncolitisation et micritisation). Habituellement les oncolites à Bacinella-Lithocodium sont les plus abondants dans les milieux de plate-forme interne, à énergie faible à modérée, derrière les faciès de bordure (Flügel, 1979 ; Arnaud-Vanneau, 1980 et Pascal, 1984). Leur position dans les séquences confirmera cette interprétation.

2 - Les biomicrites à biopelmicrites fines à dasycladales, favréines et foraminifères - faciès Pi2

C'est le faciès le plus répandu, aussi bien dans les Beni Snassen que dans le Terni-Masgout ; il se présente en gros bancs massifs, très stylolisés, lorsque les dépôts sont purement calcaires ou sous forme d'interbancs de calcaires argileux ou de marnes quand les apports argileux envahissent l'aire de sédimentation.

En fait, il n'existe pas un seul faciès mais plutôt un groupe de faciès dominés par l'un ou l'autre des éléments figurés ou par plusieurs d'entre eux.

La texture est de type mudstone à packstone, avec une plus grande fréquence pour le type wackestone ; le classement est toujours très mauvais.

Les éléments figurés représentent généralement 15 à 30% du volume total de la roche et sont constitués par les péloïdes, les pellets et les bioclastes.

Les péloïdes, de forme arrondie ou quelconque, de taille variable (0,15 à plusieurs millimètres) résultent, pour un certain nombre d'entre eux, de la micritisation des bioclastes. D'autres, par contre, de forme plutôt arrondie et de taille constante, peuvent avoir une origine fécale, bien qu'aucune structure interne ne permette de lever l'incertitude.

Les pellets sont des coprolites attribués à deux espèces de crustacés : Favreina prusensis et F. salevensis ; la première étant la plus courante.

La macrofaune, très pauvre, est représentée par des coquilles entières ou peu brisées de gastéropodes et de lamellibranches ainsi que par des débris d'échinides et des pièces d'ophiures.

La microflore, parfois très abondante (jusqu'à 30% de la roche), est dominée par les dasycladales, avec Clypeina jurassica, Campbelliella striata en abondance et Salpingoporella annulata plus accessoirement. Elles sont accompagnées de thalles de Thaumatoporella parvovesiculifera et de quelques oncolites à Bacinella-Lithocodium.

La microfaune comporte deux types d'organismes : des ostracodes à valves lisses et des foraminifères. Ces derniers sont représentés par des formes communes aux 2 formations (milioles, valvulines et ataxophragmiidés) et par des formes spécifiques de l'une ou l'autre des formations ; c'est le cas par exemple d'Alveosepta jaccardi et de Kurnubia palastiniensis qui sont limitées aux Calcaires de Mechra Klila et d'Everticyclammina virguliana que l'on rencontre en abondance uniquement dans les Marno-calcaires d'Ahmar Lakhdar ; la prolifération de cette espèce étant selon toute vraisemblance liée aux conditions particulières d'environnement, en ambiance terrigène argileuse.

Dans ces faciès, la bioturbation, toujours très intense, se manifeste sous divers aspects : d'abord dans l'homogénéisation de la vase micritique, lorsqu'aucun litage n'est perceptible et sous forme de traces et de terriers thalassinoïdes remplis de dolomicrosparite renfermant des débris du sédiment encaissant et parfois des favréines.

Milieu de dépôt : la matrice micritique qui représente la fraction dominante, indique des milieux calmes à fonds vaseux, situés en permanence sous la limite d'action des vagues, favorables au développement algaire et tout particulièrement à l'installation d'algues à dasycladales, dont les clypéines, qui témoignent d'une très faible profondeur.

3 - Les pelmicrites à pelsparites litées - faciès Pi3

À l'affleurement, elles se caractérisent par un litage plan, généralement horizontal, quelquefois légèrement oblique. On les rencontre le plus souvent dans la Formation de Mechra Klila de la région de Taforalt, Jorf el Abiod, Gam Gam, Jbel Massil et à l'Ahmar Lakhdar dans l'ensemble carbonaté sous un faciès pelsparitique à litage parfois oblique et à ripple marks.

Microfaciès.

Ce faciès se présente sous 3 aspects sensiblement différents :

- pelmicritique (packstone), à litage assez fruste, souligné seulement par des différences de couleur de la matrice micritique. La phase granulaire, extrêmement fine, renferme de très nombreux petits péloïdes et pellets de forme arrondie ou quelconque, assez bien calibrés, de taille comprise entre 0,15 et 0,2 mm. Les autres éléments figurés sont des petits foraminifères (miliolles, ataxophragmiidés et textulariidés), des valves dissociées d'ostracodes et quelques débris échinodermiques ; dans les faciès un peu plus grossiers on observe également des débris de clypéines ;

- en lits, de quelques mm à plusieurs centimètres d'épaisseur, de pelmicrites, assez semblables à celles qui viennent d'être décrites mais avec, en plus, des favréines entières ou fragmentées et des gastéropodes, alternant avec des micrites (wackestone) très finement péloïdales, à petits débris sparitiques allongés parallèlement au litage et à passées de galets moux ;

- pelsparitique, à litage plan ou oblique, plus grossier, dont les grains sont presque exclusivement des pelotes fécales, entières ou fragmentées, en majorité des favréines. Dans certains cas, tous les éléments figurés appartiennent à une seule espèce, Favreina prusensis, cimentés par deux générations de sparite, l'une précoce en frange isopaque autour des grains, l'autre tardive de remplissage dans les espaces intergranulaires.

Milieu de dépôt : les sables fins, vaseux, à péloïdes et pellets bien calibrés et à laminations horizontales sont des dépôts classiques de base d'estran, dans la partie inférieure de la zone intertidale. De tels sédiments se rencontrent actuellement sur les tidal flats des côtes abritées d'Abu Dhabi et de l'île d'Andros.

Les sables à favréines se sont également déposés sur des fonds très peu profonds, mais plus agités, où la fraction boueuse est éliminée par vannage et la phase sableuse disposée en lits obliques faiblement pentés ou en rides d'oscillation.

4 - Les biopelmicrites grossières à lamellibranches et échinodermes - faciès Pi4

On les rencontre principalement dans les intercalations carbonatées des séquences de base des Calcaires du Terni et dans l'ensemble marno-calcaire de la Formation d'Ahmar Lakhdar des régions méridionales de Taourirt et d'El Aïoun.

Elles affleurent sous forme de bancs de quelques décimètres, à litage horizontal, souligné par les coquilles de lamellibranches.

Microfaciès.

Les grains, de taille comprise entre 0,5 et plusieurs mm, généralement mal classés, sont jointifs dans une texture de type packstone.

Les éléments constituant les plus abondants sont :

- les coquilles de lamellibranches, plus ou moins brisées et micritisées,

(jusqu'à 25 à 30% du volume total de la roche) le plus souvent orientées parallèlement au litage mais pouvant être aussi disposées de façon quelconque (conséquence de la bioturbation) ;

- les débris de tests et les radioles d'échinides (5 à 10%) ;
- les péloïdes issus de la micritisation des bioclastes, mais aussi d'oolites dont certaines montrent encore parfois les traces d'une structure fibro-radiale.

Des oolites ou des agrégats d'oolites et des gastéropodes, entiers ou en débris, complètent la phase granulaire.

Les proportions entre tous ces éléments sont assez fluctuantes ; il en résulte des variations notables à l'intérieur du même faciès.

La microfaune, extrêmement pauvre, n'est représentée que par quelques foraminifères : Alveosepta jaccardi dans les Calcaires du Terni et Everticyclammina virguliana ainsi que des nautiloculines dans la Formation d'Ahmar Lakhdar.

La matrice est habituellement micritique, mais elle peut être aussi partiellement vannée ou ne remplir qu'incomplètement les vides intergranulaires dans certains faciès riches en coquilles entières de lamellibranches ayant joué "l'effet d'ombrelles".

Milieu de dépôt : ces biopelmicrites grossières correspondent à d'anciens sables vaseux grossiers mis en place dans un milieu marin ouvert, à salinité normale (fréquence des échinodermes), colonisés par les lamellibranches. Les vases intergranulaires, la clasticité peu élevée des coquilles de lamellibranches et l'importance de la micritisation indiquent un environnement plutôt calme, à faible taux d'enfouissement. Dans ces sables, la présence d'oolites témoigne également de la proximité de milieux plus agités générateurs d'oolites. Un tel cadre sédimentaire pourrait correspondre à une zone de transition comprise entre la plate-forme interne et une frange littorale à forte agitation.

5 - Les biooosparites et les oosparites à oolites fines - faciès Pi5

Ces biooosparites et oosparites sont généralement associées au faciès précédent (Pi4) dans les intercalations carbonatées de la base des Calcaires du Terni et de l'ensemble marno-calcaire de la Formation d'Ahmar Lakhdar, à Taourirt et El Aïoun.

Elles se présentent à l'affleurement en bancs de quelques décimètres, à litage oblique très fréquent, avec des faisceaux de quelques mètres d'extension, à feuillets concaves tournés vers le haut, inclinés vers le Sud ou le SW et tronqués par des surfaces d'érosion planes. Ce type de litage correspond à la migration de dunes ou mégarides sous-marines en direction du Sud et du Sud-Ouest.

Microfaciès.

La texture est de type grainstone avec une phase granulaire assez mal classée dans les faciès plus bioclastiques et à peine mieux classée dans les faciès oolitiques ; les éléments appartiennent à 2 catégories : les bioclastes et les oolites.

Les bioclastes (20 à 30% du volume total de la roche) sont les mêmes que ceux du faciès Pi4, avec des coquilles partiellement micritisées de lamellibranches, entières ou à peine fragmentées et des débris de tests d'oursins. Ils sont accompagnés, en proportion variable (5 à 15%), de péloïdes de forme ovoïde ou allongée, ces derniers étant vraisemblablement des coquilles de lamellibranches complètement micritisées.

Dans certains cas, bioclastes et péloïdes allongés sont recouverts d'une fine enveloppe oolitique discontinue, disposée sur la partie la plus convexe des grains, et s'amincissant aux deux extrémités ; ce type de cortex est l'expression du tout premier stade d'oolitisation.

Les véritables oolites ont un nucléus ovoïde à sphérique, constitué d'un péloïde ou d'un débris squelettique ; l'enveloppe corticale est régulière avec une ou deux couches minces, de couleur ambrée, à structure fibroradiaire. Ces grains cortiqués ont une taille comprise entre 0,3 et 0,5 mm.

Les grandes oolites sphériques sont extrêmement rares et lorsqu'elles sont présentes, elles semblent être remaniées ; en effet, le cortex est toujours usé ou ébréché, en grande partie micritisé et leur aspect diffère très nettement de celui des petites oolites.

Le liant sparitique montre deux générations de ciments : l'un, d'origine précoce, disposé autour des éléments figurés en frange granulaire isopaque, l'autre, plus tardif, en mosaïque, comblant les vides entre les grains.

Milieu de dépôt : comme précédemment, l'environnement devait appartenir à la frange côtière, à fonds sableux, vannés par les courants et façonnés localement en barres ou mégarides orientées E-W à ESE-WNW.

L'absence d'un véritable tri granulométrique et les caractères de l'oolitisation, qui affectent les éléments à des degrés divers, indiquent que ces sables se sont déposés dans le milieu générateur des oolites ou dans un milieu qui en était peu éloigné. Par ailleurs, si l'on se réfère aux observations de Purser (1980) sur les oolites actuelles, l'épaisseur faible du cortex des oolites serait l'indice d'un milieu situé dans la zone infratidale. En effet, l'épaisseur du cortex des oolites des Bahamas et du Golfe Persique dépendrait, au moins en partie, du taux de saturation en carbonates des eaux ; les petites oolites à mince cortex apparaîtraient dans des eaux légèrement plus profondes (2 m), à saturation en carbonates plus faible que les eaux de surface, plus favorables au développement de grandes oolites.

Le milieu de dépôt devait appartenir à une zone littorale ouverte, peu profonde, en domaine infratidal, soumise à l'action des courants côtiers et/ou de houle, qui maintiennent les grains, pendant une période suffisamment longue, dans un milieu favorable pour permettre le concrétionnement oolitique.

D - LES FACIES DU DOMAINE MARGINO-LITTORAL.

Le domaine margino-littoral assure le passage entre les milieux de plate-forme toujours immergés et le domaine continental. Les principaux sédiments qui s'y déposent sont caractérisés par la présence d'une structure algo-laminaire fréquente et par une intense dolomitisation.

Les pelsparites, pelmicrites et micrites à structures algo-laminaires faciès M11

Ces faciès sont particulièrement bien représentés dans les assises de base de la Formation de Mechra Klila dans le secteur de Taforalt, sur le flanc sud des Beni Snassen occidentaux, et dans la région de Taourirt-El Aïoun. On les rencontre également dans la Formation d'Ahmar Lakhdar à El Aïoun et dans la région d'Oujda.

A l'affleurement, ils correspondent à des niveaux très typiques à laminations plus ou moins irrégulières, millimétriques à centimétriques, de couleur alternativement gris-clair et gris-foncé, sur des épaisseurs variant de quelques centimètres à plusieurs décimètres et exceptionnellement sur plusieurs mètres.

Microfaciès.

Plusieurs types peuvent être distingués en fonction de la nature et de l'organisation des laminites :

- 1^{er} type : laminites planes ou subplanes à alternances de lamines sombres et de lamines claires :

. les lamines sombres, millimétriques, sont constituées par de la micrite (mudstone) ou de la micrite à petits péloïdes arrondis et à rares débris bioclastiques (quelques valves d'ostracodes seulement) ;

. les laminites claires, généralement inframillimétriques, sont constituées de dolomicrosparite disposée le plus souvent en films continus, légèrement ondulés ou en chapelets de petites lentilles allongées et ondulées.

Ces deux types de lamines forment des unités microséquentielles répétitives, généralement dépourvues d'indices de dessiccation. Elles résultent d'un double contrôle, sédimentaire pour les feuillet micritiques et organique pour les feuillet microsparitiques attribués à l'activité algale.

- 2^e type : laminites onduleuses ou festonnées.

Elles comportent également deux catégories de lamines, d'épaisseur et d'aspect morphologique très variable :

. lamines sinueuses, de 0,5 à environ 1 cm d'épaisseur, pelmicritiques ou pelsparitiques à péloïdes jointifs, granoclassés dans certains cas et renfermant parfois, à la base, des débris sombres issus du démantèlement de la lamine sous-jacente. On observe également des cavités plus ou moins allongées, parallèles au litage et à remplissage sparitique qui correspondent à des "structures oeillées";

. lamines sombres, irrégulières, ne dépassant généralement pas 1 à 2 mm d'épaisseur, constituées d'un feutrage micritique flou, d'origine

algaire probable, très onduleux, affecté de fentes de retrait. Dans certains cas, la partie supérieure du feutrage est complètement bréchifiée, avec des éléments anguleux de forme quelconque ou en petites coupelles de quelques millimètres à plusieurs centimètres de longueur. Cette bréchification sur place est très vraisemblablement consécutive à une dessiccation poussée du tapis algaire.

Des brèches dolomitico-calcaires très grossières, mal classées, sont quelquefois intercalées ou superposées aux dépôts à laminites. Les éléments de ces brèches, de taille variable (quelques cm jusqu'à 10 à 15 cm exceptionnellement) et de forme anguleuse, sont constitués de fragments de sédiments à laminites, disposés à plat (horizontalement) ou de façon quelconque. Entre ces éléments grossiers, la phase de liaison est une dolomicrosparite à petits intraclastes et petits débris millimétriques de laminites. Un tel type de brèches résulte très vraisemblablement de l'accumulation d'un matériel issu de la destruction d'une partie du tapis algaire, par dessiccation mais aussi par action érosive lors d'épisodes de très forte énergie occasionnés, par exemple, par des ouragans ou des tempêtes.

Milieu de dépôt : tous ces sédiments à structures algo-laminaires sont des dépôts de la zone intertidale, soumise à une action faible à modérée des vagues et subissant des émerSIONS temporaires plus ou moins longues. Les lamines de premier type, résultant plus d'un contrôle mécanique que biologique, correspondent à des dépôts toujours humectés, exposés à des émerSIONS temporaires brèves ou tout au moins de durée insuffisante pour provoquer la dessiccation. De telles conditions peuvent être réalisées dans la partie inférieure à moyenne de la zone intertidale.

Les lamines de second type caractérisent un environnement où peuvent se développer les tapis algaires, fréquemment affectés de fentes de retrait ou bréchifiés par dessiccation pendant des périodes d'émerSION prolongée, en milieu intertidal élevé à supratidal. Ils peuvent être également complètement remaniés à l'occasion de phénomènes brefs mais violents attribuables à des tempêtes.

E - ARRANGEMENT SEQUENTIEL ET ORGANISATION DE L'ENVIRONNEMENT EN DOMAINE INTERNE.

Les dépôts de plate-forme interne sont, de loin, les mieux représentés. Pour des raisons liées à la configuration structurale post-sédimentaire de l'avant-pays rifain, le passage entre plates-formes externe et interne n'est pas directement observable ; seules quelques séquences permettent d'analyser le passage entre dépôts de bordure (ou issus de la bordure) et sédiments carbonatés de plate-forme interne. Par contre, sur la frange proximale, les modalités de passage de la plate-forme interne au domaine margino-littoral peuvent être étudiées dans de nombreuses séquences élémentaires.

1 - Les séquences de passage bordure-plate-forme interne.

Trois types possibles de sédiments se sont mis en place dans les environnements de bordure connus uniquement dans la Formation de Mechra Klila ;

ce sont des sables oolitiques, localisés uniquement dans le domaine occidental (Jbel Bou Hajjer et Guern Saka), une bioconstruction à Aklim et des sables grossiers bioclastiques à madréporaires, dans le secteur d'Hassi Berkane.

a) Passage bordure oolitique - plate-forme interne.

Dans la première séquence principale du Jbel Bou Hajjer, la seconde séquence élémentaire permet d'observer la succession des faciès suivants (fig. 101) :

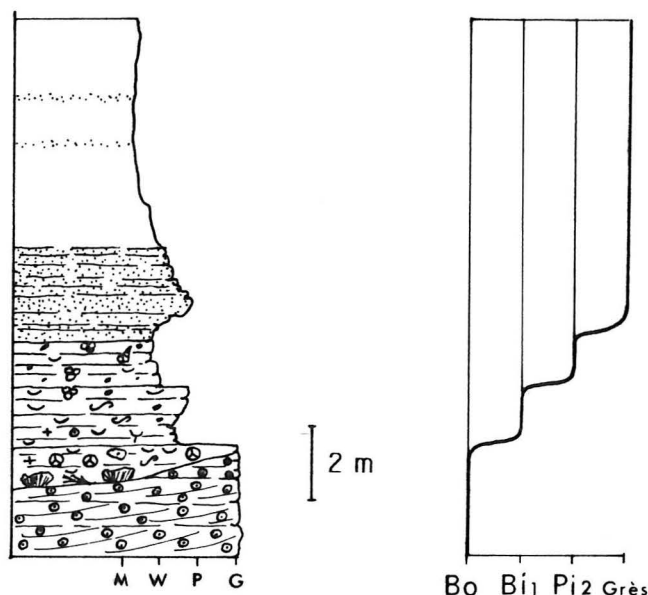


Fig. 101 - Séquence montrant le passage bordure oolitique, plate-forme interne (base de la Formation du Terni au Jbel Bou Hajjer).

- 2,5 m d'oosparites, bien calibrées, à litage oblique, tronquées par un chenal de plusieurs mètres de large et d'un peu moins d'un mètre de profondeur. Ce chenal, dont le fond est tapissé de petites colonies dispersées de madréporaires, de formes branchues ou globuleuses, est comblé par une biomicrite (wackestone) à débris de madréporaires, calcisponges, lamellibranches, nombreux petits gastéropodes et oncolites ;

- 1,7 m de biomicrites (wackestone à packstone) proches du faciès Bi1, contenant des lamellibranches (huîtres surtout) et accessoirement des oolites. Les autres organismes représentés sont les bryozoaires, les échinides, les serpules et les foraminifères (*Alveosepta jaccardi* et *Nautiloculina oolithica*) ;

- 1 m de biopelmicrocrites (wackestone) typiques du faciès Pi2, avec des gastéropodes, *Alveosepta* et quelques coquilles d'huîtres ;

- 8,5 m de grès calcaires affleurant mal.

Interprétation.

Dans cet exemple, l'agencement vertical correspond à une séquence de comblement, évoluant depuis les milieux oolitiques de bordure jusqu'aux environnements à fonds vaseux carbonatés puis sableux silicoclastiques de plate-forme interne.

D'un point de vue morphologique, on peut concevoir l'organisation horizontale suivante (fig. 102) :

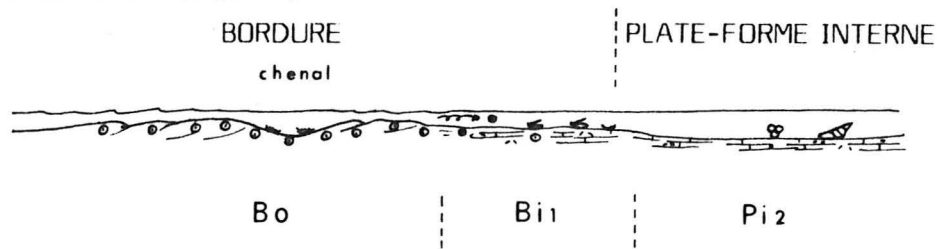


Fig. 102 - Aspects morphologiques du passage de la bordure oolitique à la plate-forme interne.

- une zone à dépôts oolitiques, à accumulations sableuses de type barre, entaillées de petits chenaux colmatés postérieurement de vases bioclastiques à organismes infralittoraux de mer ouverte (madréporaires, calcisponges, etc...) ;
 - en arrière, protégés par les barres oolitiques, des fonds à dominante vaseuse, peuplés d'huîtres et recevant périodiquement des oolites issues des barres ;
 - enfin, la plate-forme interne proprement dite, à sédimentation typiquement vaseuse ou sablo-vaseuse, à phase granulaire finement péloïdale, à débris de gastéropodes et à foraminifères benthiques.
- Lorsque les arrivées silicoclastiques envahissent l'aire de dépôt, la sédimentation terrigène devient alors prépondérante (deuxième partie de la séquence).

Un type d'organisation à peu près semblable peut être également reconnu dans la séquence élémentaire directement superposée à celle qui vient d'être décrite (voir fig. 95), ainsi que dans quelques séquences du Guarn Saka (cf. fig. 94).

b) Passage bordure à bioconstruction à madréporaires - plate-forme interne.

Une seule séquence montrant ce type de passage a pu être observée ; elle correspond à la première séquence élémentaire d'Aklm (voir fig. 89 et 90). De bas en haut, on observe la succession suivante (fig. 103) :

- une bioconstruction à madréporaires (faciès Bc), sur 7 à 8 m d'épaisseur et environ 50 m d'extension, avec des colonies branchues ou en boules, déplacées et fragmentées, emballées dans une biomicrite gris-clair à débris bioclastiques grossiers. En dehors des madréporaires, la macrofaune, de nature surtout encroûtante, est constituée de calcisponges (pharétrones), parfois très abondantes, de bryozoaires et de serpules ; des croûtes micritiques cryptalgaires, des Tubiphytes et des thalles de Cayeuxia complètent la liste des organismes à vie fixée. Latéralement, cette bioconstruction passe à des biopelsparites à biopelmicrites fines, en lits granoclassés, riches en débris et radioles d'échinides, en bryozoaires et calcisponges ;

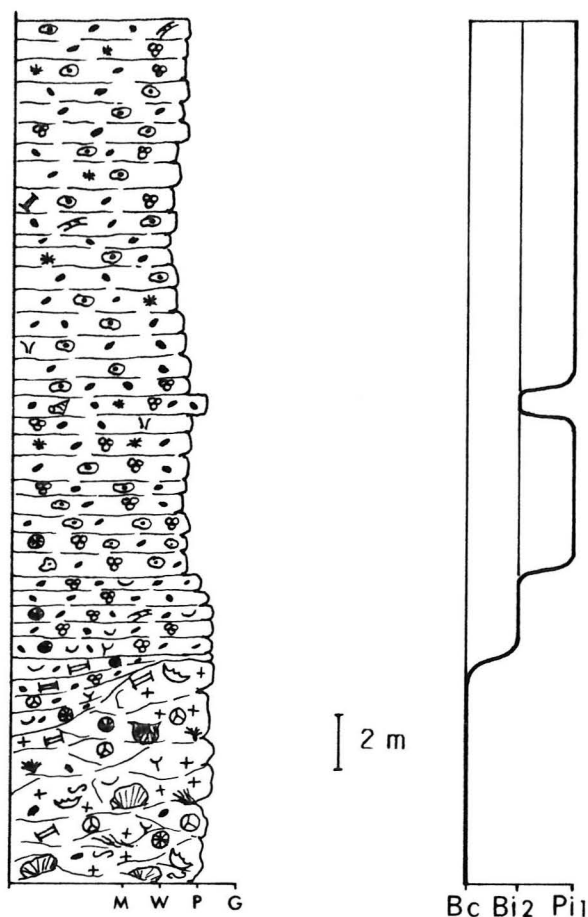


Fig. 103 - Séquence montrant le passage bordure à bioconstruction - plate-forme interne (Formation de Mechra Klila d'Aklim)

- 2,5 m de biopelsparites à biopelmicrites grossières (faciès Bi2) à péloïdes plus ou moins arrondis et gros foraminifères benthiques : Labyrinthina mirabilis et Haurania ? (ou Pseudocyclamina lituus ?). La macrofaune comporte des échinides, des lamellibranches, des gastéropodes et la flore est représentée par Clypeina jurassica ;

- 18 m de biopelmicrites (wackestone) à oncolites, en gros bancs parfois métriques, typiques du faciès Pi1. La macrofaune est plutôt rare (quelques gastéropodes seulement) ; les échinides ont presque totalement disparus ; par contre, la microflore devient abondante, notamment avec les formes encroûtantes productrices d'oncolites, Bacinella-Lithocodium et les dasycladales (clypéines, salpingoporelles et Campbelliella striata).

Interprétation.

La succession des trois termes séquentiels Bc - Bi2 - Pi1 correspond à une phase de comblement traduisant une évolution régressive, des milieux

de la bordure jusqu'à ceux de plate-forme interne.

Schématiquement, la répartition des divers environnements peut être envisagée de la manière suivante (fig. 104) :

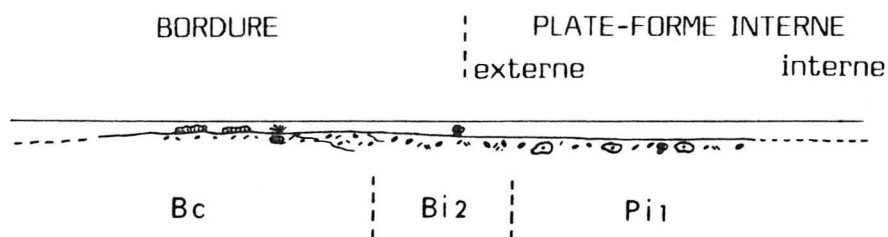


Fig. 104 - Aspects morphologiques du passage de la bordure bioconstruite à la plate-forme interne.

- la bordure proprement dite, colonisée par les madréporaires et les organismes encroûtants. La bioconstruction qui en résulte, est un ensemble d'étendue limitée, organisé en biostrome à colonies branchues ou en boules, non soudées, colmatées par une vase bioclastique et soumises à des conditions d'agitation relativement modérée (mode peu battu). Latéralement (ou en arrière), cet ensemble biostromal passe à des sables péloïdaux et bioclastiques à bryozoaires, calcisponges et échinides, mais ne renfermant apparemment pas de madréporaires malgré la proximité de leur milieu de vie. On peut penser que les nombreux péloïdes ou au moins une partie d'entre eux aient été, à l'origine, des débris squelettiques de madréporaires ayant subi, avant leur enfouissement définitif, les effets d'une intense micritisation ;

- en arrière, sur la partie la plus interne de la bordure (ou frange externe de la plate-forme interne) s'accumulent des sables et sables vaseux péloïdaux grossiers (Bi2), où prospèrent les grands foraminifères benthiques infralittoraux tels que *Labyrinthina* et *Haurania* ? ou *Pseudocyclammina* ? (une grande partie des gros péloïdes étant très vraisemblablement des foraminifères micritisés). Le degré d'agitation devait être habituellement modéré à fort, la vase matricielle étant, le plus souvent, éliminée par vannage ;

- enfin, la plate-forme interne, à fonds sablo-vaseux à oncolites, dominés par l'activité algale avec les formes *Bacinella-Lithocodium* dans les oncolites et les microvégétaux participant à la micritisation. L'énergie du milieu devait être assez faible, mais suffisante cependant pour permettre le déplacement nécessaire à la croissance relativement régulière des oncolites. Le fond était intensément bioturbé par des organismes fousseurs, en témoigne les nombreuses traces de fouissage et surtout l'absence totale de litage à l'intérieur de la vase. Un tel type de milieu rappelle très fortement celui à l'origine des "Calcaires de Comblanchien" bien connus des géologues bourguignons.

c) Passage bordure sableuse - plate-forme interne.

Les premières séquences élémentaires de la coupe d'Hassi Berkane constituent un excellent exemple de ce type de passage. Juste au-dessus des derniers bancs de grès de la formation sous-jacente, on observe, de bas en haut (fig. 105) :

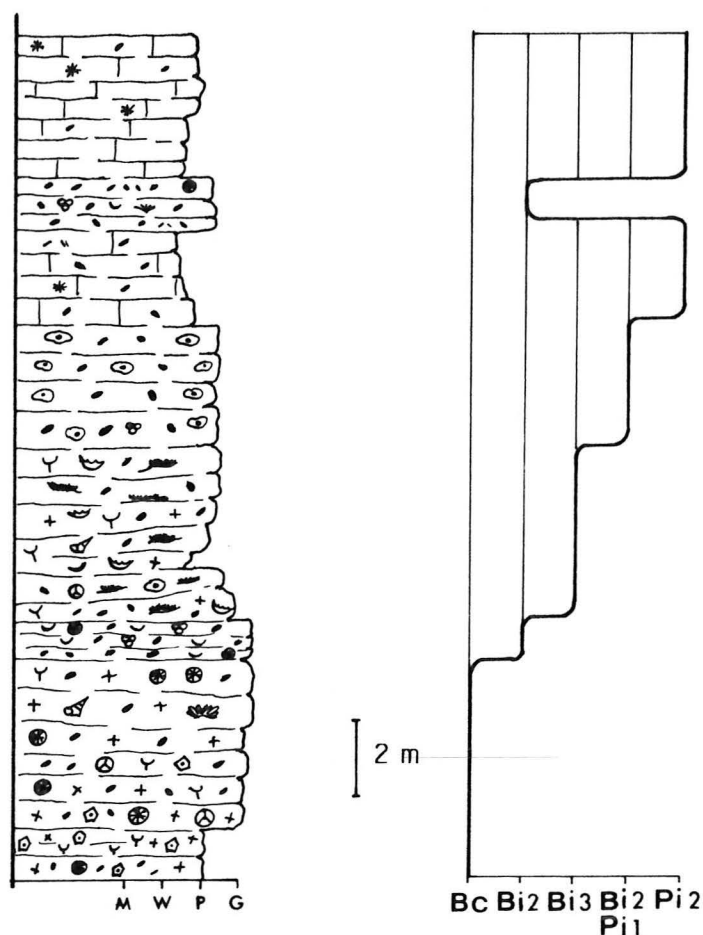


Fig. 105 - Séquence montrant le passage bordure sableuse - plate-forme interne (base de la Formation de Mechra Klila d'Hassi Berkane).

- 5,7 m de biosparites grossières, en gros bancs, sans litage interne, renfermant des débris plus ou moins arrondis, sparitisés et partiellement micritisés de madréporaires et de gros morceaux de colonies, parfois décimétriques. Ils sont accompagnés de fragments de bryozoaires, échinides, entroques, calcisponges, nérinées, *Marinella lugeoni*, *Cladocoropsis mirabilis* et de gros péloïdes issus vraisemblablement de la micritisation totale des madréporaires. La microfaune est rare, représentée seulement par quelques lenticulines, nautiloculines et miliolites ;

- 1 m de pelsparites assez grossières (proches du faciès Bi2) contenant des coquilles brisées de lamellibranches, des débris d'échinides ainsi que des foraminifères (labyrinthines, nautiloculines, lenticulines et miliolites) ;

- 4,5 m de biomicrites et biopelmicrites à organismes encroûtants (faciès Bi3) avec *Lithocodium aggregatum*, stromatoporiés, calcisponges, bryozoaires et petites colonies solitaires de madréporaires. Le reste de la fraction sableuse est constitué de gros péloïdes, de coquilles de lamellibranches, de gastéropodes et d'oncolites ;

- 3,3 m de pelmicrites grossières à oncolites, apparentées à la fois

aux faciès Bi2 et Pi1. Les oncolites, de grande taille (3 à 4 cm parfois) et de forme très irrégulière, ont un cortex constitué en majorité de couches de *Bacinella* et surtout *Lithocodium*. La phase sableuse est essentiellement péloïdale et faiblement bioclastique (quelques débris d'échinides, lamellibranches et foraminifères) ;

- 7,5 m de micrites et pelmicrites (wackestone à faciès Pi2), se débitant en gros bancs pluridécimétriques, bien réguliers. La fraction sableuse est très peu abondante, composée seulement de quelques péloïdes et d'articles de clypéines ; à noter une intercalation de biopelmicrites à l'intérieur de cet ensemble.

Interprétation.

L'enchaînement vertical des différents faciès représente une séquence de comblement caractérisant le passage très progressif des milieux sableux de bordure aux milieux les plus protégés de la plate-forme interne.

La répartition horizontale des divers environnements est la suivante (fig. 106) :

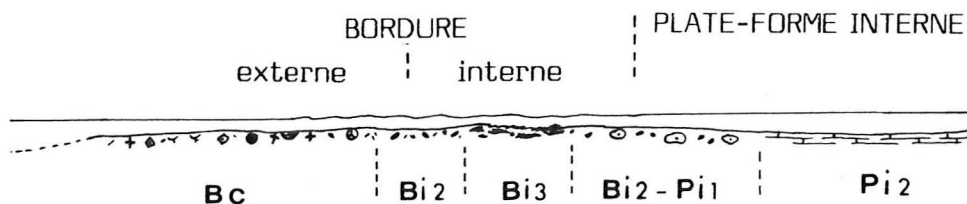


Fig. 106 - Aspects morphologiques du passage de la bordure sableuse à la plate-forme interne.

- la bordure sableuse, à débris variés, riches en madréporaires qui n'ont apparemment pas constitué d'édifice bioconstruit ;

- en arrière, ces sables bioclastiques sont relayés par des sables péloïdaux (Bi2), puis par des sables vaseux grossiers (Bi3) à gros débris d'encroûtements plus ou moins stratiformes de *Lithocodium* et à organismes à vie fixée (bryozoaires, calcisponges, petits madréporaires isolés, etc...) et finalement par des sables vaseux péloïdaux à oncolites (Bi2-Pi1). De façon générale, ces trois types de sables, de nature très voisine, caractérisent la zone de transition à énergie modérée, située entre la bordure proprement dite et la plate-forme interne protégée où se déposent des vases carbonatées (Pi2).

d) Cas particulier des séquences à éléments bréchiques.

Dans la partie orientale de la région d'Hassi Berkane, au Jbel Bessem, à 150 m du sommet de la Formation des Calcaires de Mechra Klila, ont été relevées plusieurs séquences, comportant des faciès de transition (Bi2 et Bi3) et de plate-forme interne (Pi1 et Pi2) à éléments bréchiques, centimétriques à métriques, de dolomies et de calcaires (voir fig. 80). Dans une succession de séquences élémentaires, on peut reconnaître, dans chaque unité, l'agencement des faciès suivants (fig. 107) :

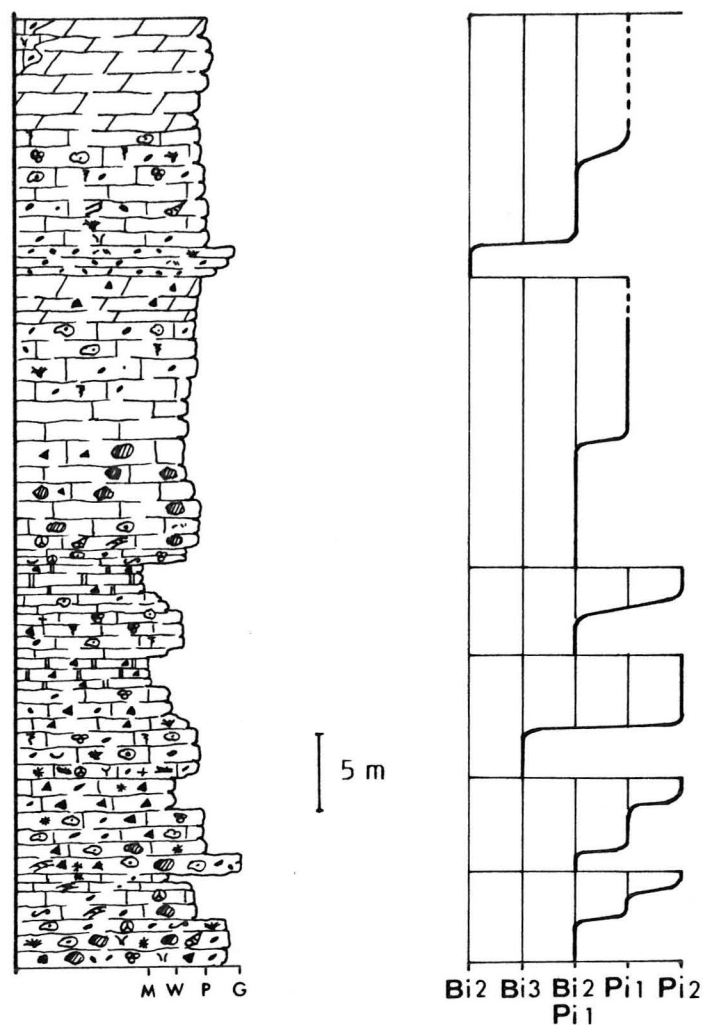


Fig. 107 - Exemple de séquences à éléments bréchiques (sommet de la Formation de Mechra Klila, au Jbel Bessem).

- des biopelsparites grossières à oncolites sphériques, apparentées aux faciès Bi2 et Pi1 ou Bi3, à débris de gastéropodes (nérinées), calcisponges, gros foraminifères et dasycladales (clypéines et *Campbelliella*) ;
- des biomicrites et biopelmicrites à dasycladales et favréines (faciès Pi2).

Chacun de ces faciès constitue indifféremment le liant d'éléments bréchiques, de forme anguleuse ou arrondie, de taille centimétrique à métrique et de nature variée : dolosparites rousses chargées d'oxydes de fer, biomicrites à dasycladales et biopelmicrites à faciès Pi2.

De façon générale, ces niveaux bréchiques n'occupent pas de position particulière dans les séquences, mais on note une certaine ségrégation de la granulométrie et de la forme des éléments qui peuvent se présenter soit :

- en passées plus ou moins lenticulaires, sur quelques mètres

d'épaisseur et plusieurs dizaines de mètres d'extension, à galets plus ou moins arrondis, centimétriques à pluricentimétriques, dolomitiques ou calcaires (biomicrites ou biopelmicrites à faciès Pi2) et à matrice biopelsparitique ou biomicritique de type Bi2 ou Bi3 ;

- soit en gros blocs de dolomie, décimétriques à métriques, non usés, non jointifs, noyés dans une matrice à faciès Pi1 et Pi2.

D'autres faciès ont également été rencontrés dans le même secteur, notamment un faciès microbréchique à éléments anguleux à subarrondis, millimétriques à centimétriques, de calcaires à faciès Pi1 et Pi2 et de dolomie et à liant sparitique à dolosparitique. Ce faciès est parfaitement mimétique de certaines microbrèches miocènes ; il s'en distingue cependant par l'absence d'éléments gréseux (empruntés au soubassement des Grès des Beni Ourimeuch dans le cas du Miocène) et par une microfaune, certes assez rare mais caractéristique, observée dans le liant (foraminifères et algues pour le Malm et foraminifères et gros bryozoaires spécifiques pour le Miocène).

Interprétation.

Si l'on fait abstraction des éléments bréchiques, les faciès et l'agencement séquentiel caractérisent des environnements appartenant à la frange distale et à la partie interne protégée de la plate-forme.

Le problème qui se pose alors, est celui de l'origine des éléments bréchiques. Ils ont de tout évidence une origine très proche ; les blocs métriques de dolomies inclus dans les mudstones à clypéines ne peuvent avoir subi qu'un transport très limité, probablement par gravité. Ces éléments sont des fragments de roches consolidées, parfois transformées en dolosparite diagénétique ; leur présence dans les vases et les sables nécessite une ablation à partir de zones rocheuses, proches du milieu de sédimentation. On peut envisager qu'ils se soient mis en place lors d'une période d'instabilité tectonique ayant eu pour conséquence le découpage et localement le soulèvement du soubassement lithifié, créant ainsi des zones en relief pourvoyeuses du matériel bréchique et des zones en creux recevant ce matériel. Un tel dispositif peut facilement se concevoir dans ce contexte de marge, avec un système de blocs basculés dont la crête serait érodée et les éléments transportés, soit par gravité au pied des abrupts créés le long des zones de fracture pour les blocs de grande taille, soit par des courants pour les galets plus petits, dans la zone de passage, plus agitée, entre crête et demi-graben d'un même panneau (fig. 108).

La période d'instabilité tectonique responsable de ces mouvements de bascule des blocs, dans le secteur d'Hassi Berkane, pourrait être contemporaine de celle ayant engendré un dispositif analogue, en domaine un peu plus externe, dans la région de Lahyat Faraoun ; en effet, dans les deux cas, les niveaux bréchiques appartiennent à la partie terminale des Calcaires de Mechra Klila. Dans d'autres secteurs de l'avant-pays, au Bou Haïdour, Benest (1985) signale, en position à peu près analogue et dans les mêmes types de milieux, certaines passées granulaires, à ciment sparitique (grainstone), renfermant de petits galets de taille parfois centimétrique. Sur la bordure septentrionale du Gareb, Hervouët (1985) observe, au sommet d'une formation marno-calcaire à faciès externe correspondant à la Formation de Mechra Klila, des passées conglomératiques et des failles synsédimentaires.

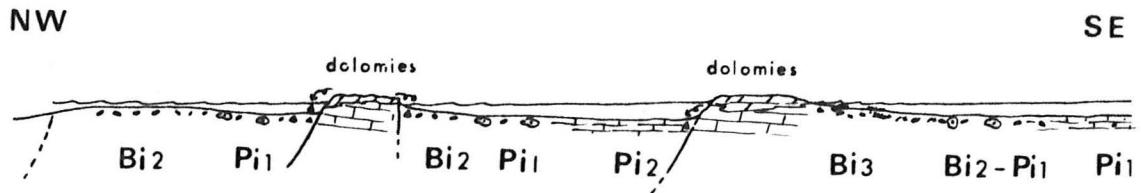


Fig. 108 - Organisation horizontale possible du dispositif ayant engendré les brèches.

A partir de ces données on peut déduire l'existence d'une période d'instabilité tectonique, lors du dépôt des sédiments de la partie supérieure des Calcaires de Mechra Klila, généralisée à une zone comprenant la plate-forme externe et la partie distale de la plate-forme interne.

2 - Les séquences de plate-forme interne.

Elles sont très fréquentes sur tout le domaine d'étude, aussi bien dans la Formation de Mechra Klila que d'Ahmar Lakhdar, mais ne présentent que très peu de variabilité. Deux types principaux ont cependant été distingués : les séquences à dominante calcaire et les séquences à dominante argileuse.

a) Les séquences de plate-forme interne à dominante calcaire.

Elles caractérisent essentiellement la Formation de Mechra Klila et l'ensemble carbonaté de la Formation d'Ahmar Lakhdar. Dans un exemple relevé dans la partie inférieure de la coupe des gorges de la Moulouya, on peut observer la succession de plusieurs séquences élémentaires comportant les faciès suivants (fig. 109) :

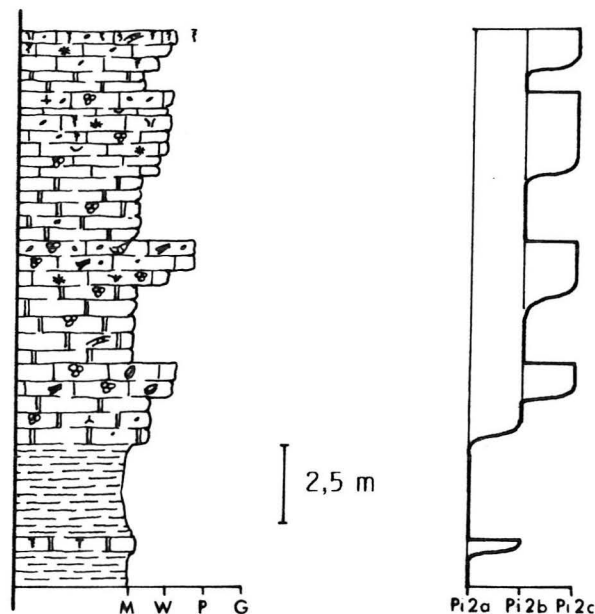


Fig. 109 - Séquences de plate-forme interne à dominante carbonatée (Formation de Mechra Klila des gorges de la Moulouya).

- des micrites argileuses, mudstone (Pi2a), extrêmement pauvres en débris organiques (quelques ostracodes et petites coquilles d'huîtres), renfermant également quelques grains de quartz ;

- des micrites noires, mudstone (Pi2b), à très rares bioclastes (valves d'ostracodes, foraminifères, échinodermes et des spicules siliceux de spongiaires) ;

- des biopelmicrites, wackestone à packstone (Pi2c), dont les éléments principaux sont des péloïdes plus ou moins arrondis, une grande partie ayant vraisemblablement une origine fécale. Les bioclastes sont des débris de gastéropodes, lamellibranches, échinodermes, dasycladales (clypéines) et des foraminifères benthiques (*Kurnubia*, *Alveosepta*, miliolles, ataxophragmiidés, valvulinidés). La dernière séquence se termine par un banc de biomicrites à dasycladales (*Salpingoporella annulata* et *Campbelliella striata*) dont les dix derniers centimètres sont très bioturbés avec, dans les parties très remaniées, une dolomicrosparite jaunâtre péloïdale et bioclastique.

Cet enchaînement séquentiel est très fréquemment tronqué du terme de base micritique argileux, qui ne subsiste que sous forme de joint centimétrique. Par contre, certaines séquences de l'ensemble carbonaté de la Formation d'Ahmar Lakhdar (voir fig. 79) sont plus complètes et se terminent par un terme, de quelques décimètres d'épaisseur, de pelsparites à favréines bien classées, à litage plan ou oblique (faciès Pi3).

Interprétation.

La succession des termes Pi2a-Pi2b-Pi2c correspond à une séquence de comblement à évolution régressive caractérisée, de bas en haut, par :

- l'importance de la phase matricielle boueuse ;
- une augmentation du pourcentage de la fraction granulaire ;
- un tri mécanique et une usure des éléments quasiment nuls ;
- la présence de dasycladales, surtout dans le terme supérieur à faciès Pi2c ;
- une intense bioturbation, notamment dans la partie terminale des bancs.

De ces divers paramètres on peut déduire les divers milieux de sédimentation et leurs caractères particuliers :

- les vases fines argileuses (faciès Pi2a) devaient correspondre aux dépôts les plus profonds et les plus calmes de la plate-forme, dans une ambiance terrigène argileuse, apparemment très défavorable à la vie, où seuls quelques ostracodes ont pu s'adapter ;

- les vases fines carbonatées (faciès Pi2b), qui ne diffèrent réellement des vases argileuses que par le pourcentage d'argiles, se sont mises en place dans le même type d'environnement, dans l'étage infralittoral inférieur, voire localement circalittoral comme pourrait le laisser supposer la présence de spicules siliceux de spongiaires ;

- les vases sableuses péloïdales et bioclastiques à dasycladales et foraminifères représentent les sédiments infralittoraux les moins profonds, accumulés sous une tranche d'eau peu épaisse, mais toujours au-dessous de la limite inférieure d'action de vagues.

De manière générale, ces trois types d'environnements, à fonds vaseux, probablement très voisins, dépendent de 2 paramètres principaux : l'importance des apports terrigènes argileux et la bathymétrie qui conditionnent l'activité biologique, notamment l'installation d'algueraies à dasycladales dont les articles peuvent localement constituer l'essentiel de la fraction sableuse granulaire.

Dans certains cas, lorsque la tranche devient très peu épaisse, le fond entre dans la zone d'action des vagues et peut se couvrir d'une mince couche sableuse de coprolites durcis de crustacés (favréines).

b) Les séquences de plate-forme interne à dominante argileuse.

Elles appartiennent, dans la majorité des cas, à l'ensemble marno-calcaire de la Formation d'Ahmar Lakhdar. Un bel exemple d'agencement vertical a été relevé dans les gorges de la Moulouya à une quarantaine de mètres de la base (voir position, fig. 86). On observe une succession de séquences élémentaires cycliques ou rythmiques (fig. 110), à faciès suivants :

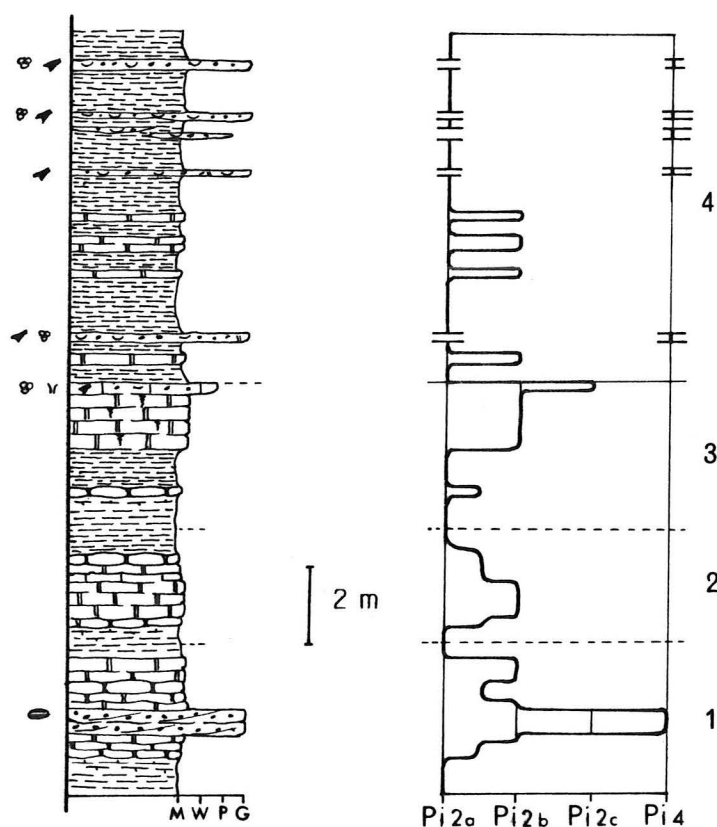


Fig. 110 - Séquences de plate-forme interne à dominante argileuse (Formation d'Ahmar Lakhdar des gorges de la Moulouya).

- des marnes grises (Pi2a) ne renfermant que quelques exemplaires d'ostracodes comme *Schuleridea* sp., du quartz silteux et de rares débris d'huîtres ;
- des micrites noires, mudstone (Pi2b) qui succèdent aux marnes par l'intermédiaire de calcaires argileux à débit noduleux. La phase granulaire, toujours en très faible proportion, comporte quelques pelotes fécales de favréines et des petits gastéropodes. La bioturbation, toujours très intense dans ce faciès, est matérialisée par des traces de fouissage ou par des cavités (terriers thalassinoïdes) remplies de dolomicrosparite jaunâtre ;
- des biopelmicrites, wackestone (Pi2c) à ostracodes, miliolles et débris dispersés d'échinodermes et de *Campbelliella striata* ;
- des biopelmicrites et biopelsparites litées à lamellibranches et échinides, packstone à grainstone, (Pi4) se présentant à l'affleurement sous deux formes très différentes : - en bancs réguliers, à litage oblique, surmontant les micrites noires Pi2b (cas de la 1^e séquence élémentaire) ; - en bancs lenticulaires de quelques dizaines de mètres d'extension ou en lentilles métriques, à base légèrement ravinante, en intercalations dans les marnes (cas de la 4^e séquence élémentaire). Les éléments, généralement bien calibrés sont des petits péloïdes représentant plus de la moitié de la phase granulaire et des bioclastes dont des coquilles peu brisées d'huîtres et de gastéropodes, des radioles d'oursins, des valves d'ostracodes et des foraminifères : éverticyclammines, miliolles et petits textulariidés, bien calibrés, dont un certain nombre sont vraisemblablement à l'origine, par micritisation, de nombreux petits péloïdes qui constituent la fraction granulaire. Dans certaines passées intercalées dans les marnes, on observe un granoclassement des éléments sur quelques centimètres d'épaisseur avec, à la base des biomicrites grossières (packstone) à coquilles de gastéropodes et d'huîtres, radioles d'oursins, surmontées de biopelmicrites fines (wackestone à packstone) à petits péloïdes, valves dissociées d'ostracodes parallèles au plan de litage et quartz silteux (jusqu'à 10%) et terminées par des biopelmicrites fines (wackestone) à débris dispersés d'oursins, lamellibranches et valves d'ostracodes. Ce type d'agencement correspond à des microséquences qui traduisent un abaissement progressif du niveau d'agitation sur le fond.

Les divers types d'agencements séquentiels de la figure 110, cycliques (séquences 1 et 2) ou rythmiques (séquences 3 et 4) sont tout à fait représentatifs de l'organisation séquentielle de la plus grande partie des Marno-calcaires d'Ahmar Lakhdar des Beni Snassen occidentaux.

Interprétation.

Les dépôts correspondant aux faciès Pi2a, Pi2b et Pi2c sont des vases typiques de plate-forme interne, accumulées dans les eaux calmes de l'étage infralittoral inférieur à supérieur, en ambiance terrigène ou carbonatée.

Les biopelmicrites et biopelsparites qui correspondent à d'anciens sables vaseux et sables péloïdaux et bioclastiques expriment deux modes de mise en place différents, selon leur position dans les séquences :

- lorsqu'ils sont en superposition normale au-dessus des calcaires à faciès Pi2b (séquence 1, fig. 110) ou à faciès Pi2c (dans certaines n'appartenant pas à la coupe de la fig. 110), ils constituent le terme séquentiel final d'une phase d'évolution en comblement, conduisant à un relèvement progressif

du fond, jusque dans la zone d'action des vagues ;

- lorsqu'ils sont en intercalations discontinues dans les marnes, ils correspondent à des dépôts allochtones, transportés par des courants intermittents de forte énergie, à partir des fonds sableux des zones hautes de la plate-forme interne et déposés en couches sableuses, de quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur, dans une zone calme, plus profonde, à fonds argilo-vaseux. L'origine de l'agent de transport n'est pas connue, on peut, cette fois encore, faire intervenir des courants rapides liés à des tempêtes, pour expliquer le déplacement des sables à partir des zones hautes jusque dans les parties les plus basses de la plate-forme.

D'un point de vue morphologique, on peut concevoir la plate-forme interne comme une vaste vasière à fonds relativement plats accidentée localement de zones en relief (platiers), d'extension probablement restreinte, à sédimentation sableuse d'énergie modérée à forte.

3 - Les séquences de passage de la plate-forme interne au domaine littoral ou margino-littoral.

Deux types principaux de séquences ont été distingués : le premier correspond au passage de la plate-forme interne argilo-vaseuse à un domaine côtier à sédimentation sableuse, bioclastique et oolitique ; le second caractérise le passage de la plate-forme interne au domaine margino-littoral à tapis algaires.

a) Les séquences de passage plate-forme interne - domaine côtier sableux.

Elles se rencontrent à la base de la Formation du Terni à Taourirt et surtout dans l'ensemble marno-calcaire de la Formation d'Ahmar Lakhdar de la région d'El Aïoun.

Une succession de quatre séquences élémentaires (fig. 111) relevées dans la partie médiane de la coupe d'El Aïoun (voir localisation fig. 87), permet de mettre en évidence deux variantes de l'agencement vertical des différents faciès, correspondant à deux modes de mise en place des sédiments sableux.

- 1e type : le passage vertical des marnes (Pi2a) aux oosparites (Pi5) est progressif et s'effectue par l'intermédiaire de biopelmicrites (Pi4).

Les agencements de ce type s'observent dans les deux premières séquences, d'aspect cyclique, de la figure 111 :

. dans la première, sur une épaisseur d'un peu plus d'un mètre, se succèdent des marnes grises, des biomicrites à biosparites à lamellibranches et oursins et des oosparites fines à oolites superficielles. Le passage à la séquence suivante s'effectue par l'intermédiaire d'oomicrites argileuses puis d'argiles à oolites dispersées, d'où un aspect plutôt cyclique de cette séquence ;

. dans la seconde, les marnes grises sont surmontées par des marnes bioclastiques puis par des biomicrites à huîtres et échinodermes et couronnées par des biooosparites à litage oblique, renfermant des oolites et des agrégats d'oolites ainsi que des débris partiellement micritisés de lamellibranches et d'échinides. Comme dans la séquence précédente, le passage aux marnes sus-jacentes se fait par des biooomicrites argileuses.

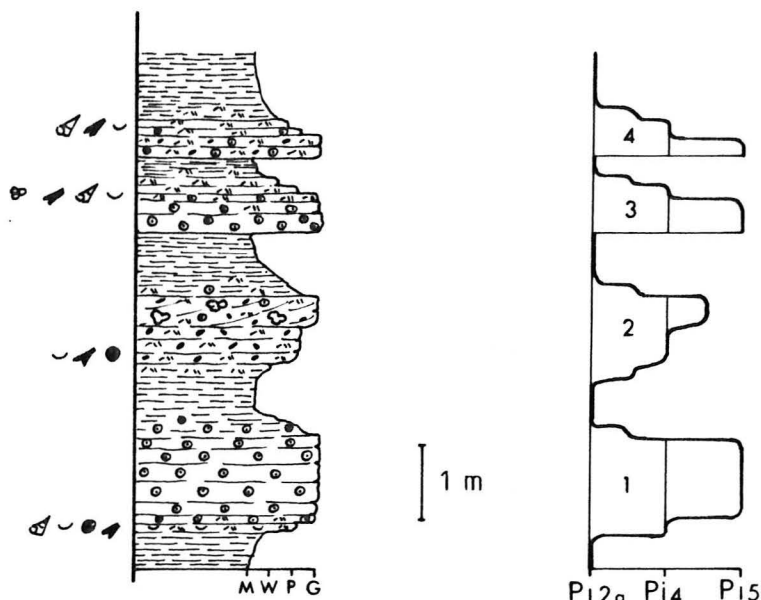


Fig. 111 - Séquences montrant le passage de la plate-forme interne au domaine littoral (Formation d'Ahmar Lakhdar d'el Aïoun).

- 2e type : le passage vertical des marnes (Pi2a) aux oosparites ou bioosparites (Pi5) est brutal et s'effectue par une surface nette non ravinante.

Un tel type d'arrangement est réalisé dans les troisième et quatrième séquences de la figure 111 :

. dans la troisième, les marnes de la séquence cyclique précédente sont surmontées brusquement par un banc (0,5 m) d'oosparites (Pi5) dont la base est matérialisée par une surface nette, plane, mais non ravinante. Elles passent à des biopelmicrites (Pi4) à débris de lamellibranches et d'échinides partiellement micritisés, puis à des biomicrites argileuses à huîtres et enfin à des marnes ;

. dans la quatrième, le même type d'évolution se répète, avec 0,3 m de bioosparites à petits galets argileux dans les cinq premiers centimètres, puis 0,2 m de biomicrites et biosparites (Pi4) à huîtres et échinides, devenant de plus en plus argileuses à l'approche des marnes sus-jacentes.

Interprétation.

Ces deux types d'arrangements séquentiels sont l'expression de deux modes sensiblement différents de mise en place d'un même matériel sableux.

L'enchaînement de premier type (séquences 1 et 2, fig. 111) enregistre des modifications progressives de certains paramètres du milieu

en l'occurrence la bathymétrie et le degré d'agitation des eaux. Le fond est, au départ argilo-vaseux sous la limite d'action des vagues, la vie y étant probablement peu développée du fait de la turbidité des eaux. Par comblement progressif, le fond s'élève jusqu'à la limite d'action des vagues et se couvre d'abord de dépôts sablo-vaseux à huîtres et échinodermes puis de sables oolitiques, organisés en levées (barres ou mégarides) à très faible profondeur. Ces sables oolitiques vont ensuite progressivement s'envaser en raison de l'abaissement du fond, qui se réinstalle sous la limite inférieure d'action des vagues et de l'augmentation du volume des arrivées terrigènes argileuses.

Le deuxième type séquentiel (séquence 3 et 4) représente un aspect particulier du mode de mise en place, dans le même contexte sédimentaire que précédemment. Les sables oolitiques et bioclastiques de base de séquence correspondent à un épandage de matériel sableux, issus des milieux latéraux voisins, arrivant sur le fond argilo-vaseux d'une zone plus basse. Il se forme alors un banc de sables, légèrement en relief, qui ensuite s'envasera progressivement sous l'effet d'un simple enfoncement du fond lié à la subsidence.

D'un point de vue général, de par sa position proximale dans le dispositif et en tenant compte des divers paramètres du milieu, on peut concevoir le cadre sédimentaire suivant (fig. 112) : une zone littorale de baie à fond argilo-vaseux relativement régulier, s'élevant proximale-ment jusqu'à une zone de levées sableuses prolongée par une plage sous-marine, bioclastique et oolitique.

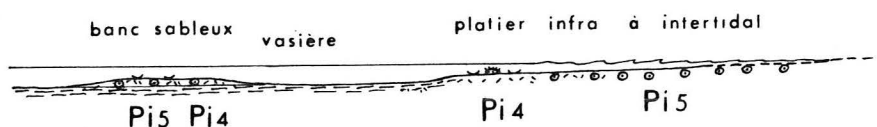


Fig. 112 - Aspects morphologiques du passage de la plate-forme interne au domaine littoral.

Un tel type d'organisation horizontale pourrait être un équivalent fossile des milieux littoraux ouverts actuels de la Sabkha Matti, située à l'extrémité ouest de l'Emirat d'Abu Dhabi. Loreau (1982) et Purser (1983) indiquent qu'à 500 mètres environ en avant de la plage, à une profondeur de 3 à 5 m, les sédiments bioclastiques passent par l'intermédiaire d'un talus à des sables à petites oolites qui forment un platier infra à intertidal. L'existence de ce platier oolitisant serait la conséquence de l'action conjuguée de courants côtiers opposés : courants de houle et de vagues (liés au vent) et courants littoraux qui maintiendraient les grains de sables dans un milieu favorable, pendant une période suffisamment longue, pour permettre le développement d'un cortex oolitique.

b) Les séquences de passage plate-forme - domaine margino-littoral.

Elles sont très répandues dans la Formation de Mechra Klila et dans l'ensemble carbonaté de la Formation d'Ahmar Lakhdar des régions

méridionales de tout le secteur d'étude.

L'agencement vertical le plus typique est caractérisé par la succession des trois faciès Pi2 - Pi3 et M1. Un exemple pris parmi les nombreuses séquences de la base de la Formation de Mechra Klila, dans la région de Taforalt, montre l'organisation suivante (fig. 113) :

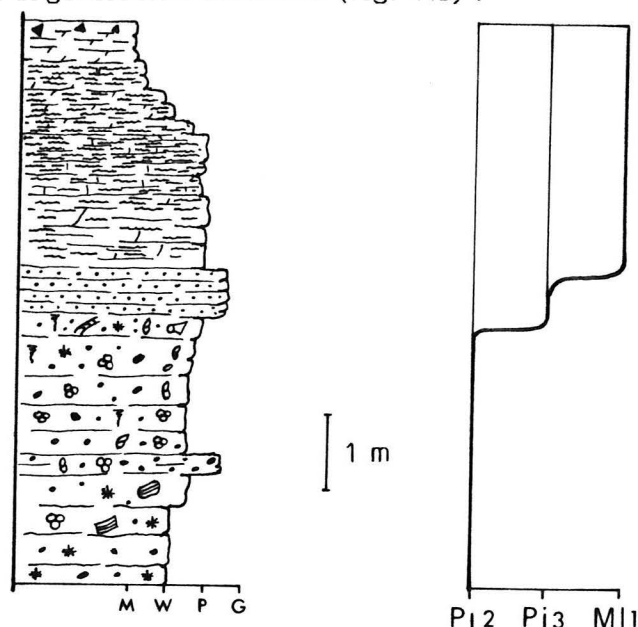


Fig. 113 - Séquence montrant le passage de la plate-forme interne au domaine margino-littoral (base de la Formation de Mechra Klila, à Taforalt).

- 3,5 m de biopelmicrites Pi2 (wackestone) à débris de dasycladales (clypéines et salpingoporelles), foraminifères (*Alveosepta jaccardi* et *Kurnubia palastiniensis*, miliolles et petits valvulinidés), valves d'ostracodes et favréines ;
- 0,6 m de pelmicrites à pelsparites Pi3 (packstone à grainstone), finement litées à péloïdes, pellets et ostracodes et à passées d'intraclastes micritiques (galets mous) ;
- 3,2 m de pelmicrites et micrites à structures algo-laminaires (M1) d'abord relativement planes, puis de plus en plus ondulées, avec des fentes de retrait et se terminant par un niveau bréchique à matrice argilo-dolomitique jaunâtre à rose.

Interprétation.

Ce type d'arrangement correspond à une séquence complète de comblement évoluant à partir d'un environnement de vasière infralittorale jusqu'à la partie supérieure d'un estran couvert de tapis algaires stromatolitiques, soumis à des émergences temporaires plus ou moins longues (fig. 114).

Ce sont des séquences classiques, parfaitement connues dans les environnements actuels des Bahamas (côte W de l'île d'Andros) et du Golfe Persique (Sabkha d'Abu Dhabi) qui caractérisent des domaines de vasières et d'estrans, très protégés (donc de faible énergie) à profil

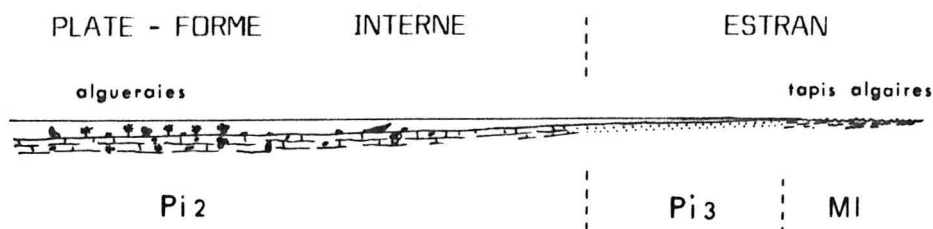


Fig. 114 - Aspects morphologiques du passage de la plate-forme interne au domaine margino-littoral.

morphologique extrêmement peu différencié, avec passage très progressif, sans rupture de pente, de la zone infratidale à l'estran.

F - ORGANISATION GENERALE DES MILIEUX DE DEPOT.

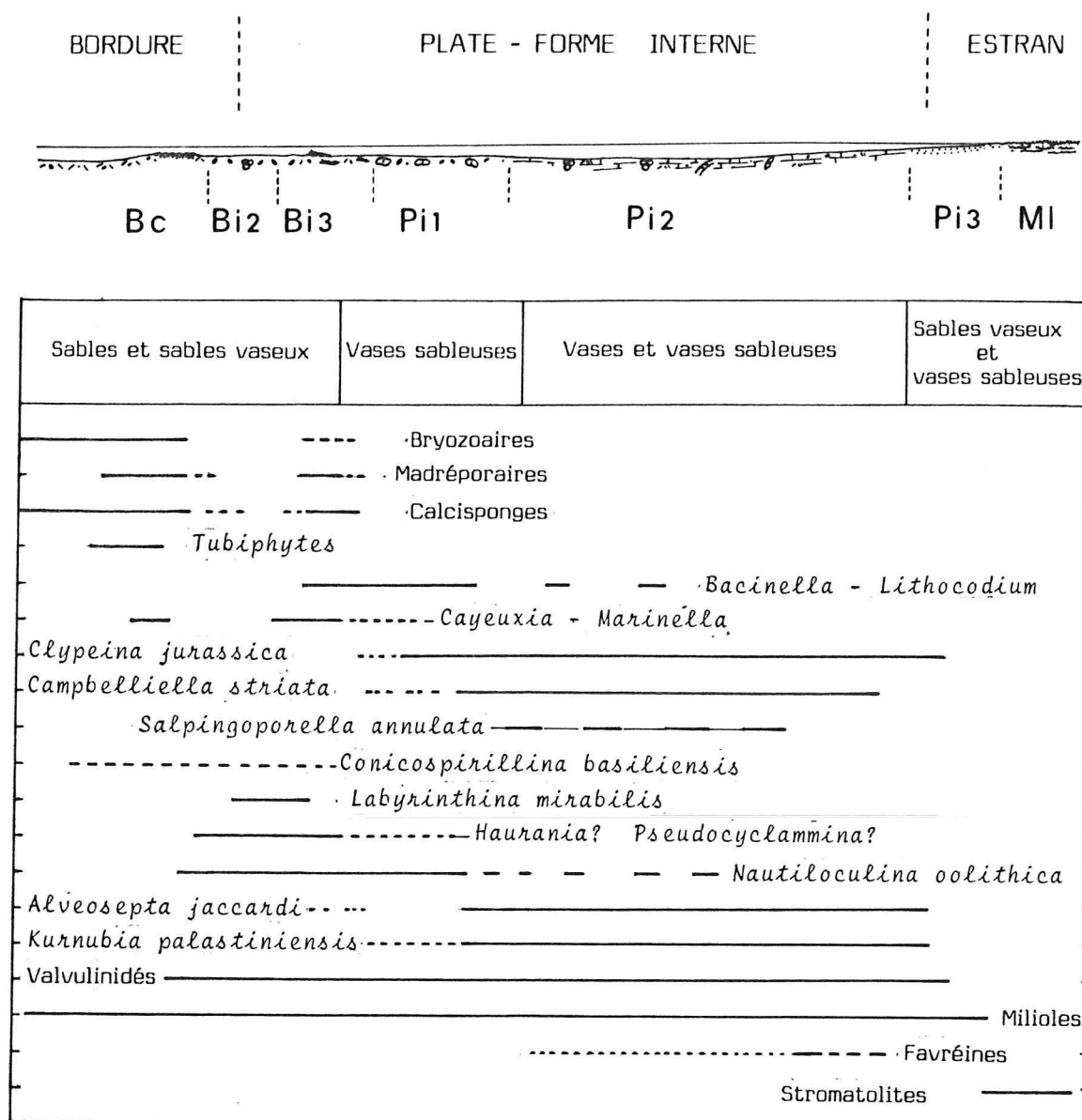
Les milieux unités de plate-forme ont été définis par des faciès à dominante vaseuse, organisés en séquences qui permettent de caractériser deux variantes morphologiques principales d'un dispositif réalisé, d'une part pendant le dépôt des Calcaires de Mechra Klila et de l'ensemble calcaire de la Formation d'Ahmar Lakhdar et d'autre part lors du dépôt des marno-calcaires de la Formation d'Ahmar Lakhdar.

1 - Une plate-forme abritée, barrée localement sur sa bordure externe, par des levées sableuses ou des bioconstructions à madréporaires et prolongée proximalelement par un estran de faible agitation. (fig. 115)

Si dans quelques cas, l'existence d'une bordure a pu être mise en évidence directement sur le terrain, dans les Calcaires de Mechra Klila ou du Terni le plus souvent le passage entre domaines externe et interne n'est pas visible en raison de la configuration structurale post-sédimentaire. On peut néanmoins envisager la présence d'un rebord morphologique, au moins localement et temporairement, pour les raisons suivantes :

- la présence de sables oolitiques et bioclastiques et de quelques petites bioconstructions à madréporaires, rencontrés à la base de plusieurs séquences de comblement (Bou Hajjer, Hassi Berkane et Aklim) n'est probablement pas unique dans un cadre sédimentaire général qui évolue très peu ;
- abondance de débris de colonies de madréporaires dans tous les sédiments bréchiques glissés sur la pente du talus externe (Lahyat Faraoun) ;
- importance de la sédimentation vaseuse de plate-forme interne, en eaux très peu profondes mais aussi très calmes, ce qui nécessite une certaine protection assurée par une zone en relief, pour que l'essentiel de la plate-forme même à très faible profondeur demeure au-dessous de la limite inférieure d'action des vagues.

On peut donc admettre l'existence d'une bordure, même discontinue, séparant le talus externe de la plate-forme interne, organisée en levées ou corps sableux, principalement bioclastiques ou quelquefois oolitiques et



à bioconstructions à madréporaires dont le développement n'a dû avoir qu'une ampleur limitée.

La plate-forme interne est une vaste vasière infralittorale, très peu profonde, à fonds réguliers, en grande partie colonisés par les algues vertes photophiles. La sédimentation y est essentiellement boueuse avec une fraction sableuse issue des peuplements d'algues et de la faune qu'ils hébergent.

Ce sont surtout des dasycladales telles que Clypeina jurassica, Campbelliella striata et Salpingoporella annulata, associées à des algues encroûtantes comme Thaumatoporella parvovesiculifera et Marinella lugeoni. La présence d'oncolites à Bacinella irregularis et Lithocodium aggregatum et la fréquence de la micritisation par des algues endolites révèlent les autres aspects de l'activité algale. On ne peut cependant exclure totalement l'existence d'herbiers à algues non calcifiées, qui auraient pu jouer un rôle important dans le piégeage de la fraction fine en modifiant le gradient d'agitation de l'eau sur le fond. La faune benthique associée aux végétaux est constituée, pour l'essentiel, de foraminifères, notamment Alveosepta jaccardi, Kurnubia palastiniensis, valvulinidés, ataxophragmiidés et miliolidés ainsi que d'ostracodes, gastéropodes et lamellibranches. La bioturbation toujours intense est responsable de l'homogénéisation des vases et vases sableuses et des traces de fouissage ou des terriers thalassinoïdes.

La frange proximale (ou domaine margino-littoral) est occupée par un estran comportant, à sa base, des sables vaseux et sables fins bioclastiques et péloïdaux, très finement lités appartenant encore à la zone infratidale et dans sa partie supérieure, des tapis algaires stromatolitiques, plus ou moins desséchés, indicateurs de la zone intertidale voire supratidale. Le passage entre la vasière infralittorale et l'estran devait se faire de manière progressive, sans rupture de pente, dans des conditions d'agitation relativement peu élevée, comme sur les tidal-flats protégés de l'île d'Andros ou d'Abu Dhabi.

Lors de la sédimentation de l'ensemble carbonaté de la Formation d'Ahmar Lakhdar, bien que seuls soient connus les domaines de plate-forme interne et margino-littoral, on peut envisager un type d'organisation assez identique, avec une vasière abritée, bordée distalement par un rebord morphologique et prolongée proximale par un estran porteur de tapis algaires stromatolitiques.

2 - Une plate-forme ouverte à frange littorale sableuse bioclastique et oolitique, d'agitation modérée à forte (fig. 116)

Par rapport aux Calcaires de Mechra Klila, la Formation d'Ahmar Lakhdar correspond à une période de transgressivité liée à des modifications de deux facteurs : le comportement du soubassement et la valeur du flux terrigène argileux.

Ces modifications ont pour conséquences directes l'enfoncement et l'inclinaison du fond vers le large, l'ouverture sur le milieu marin franc, le transfert de la zone de forte énergie de la bordure à la frange littorale et une certaine monotonie de la sédimentation argilo-vaseuse.

Globalement, on peut envisager un dispositif simple de type rampe carbonatée (avec ou sans inflexion distale ?), très faiblement inclinée, caractérisée par l'absence de bordure frontale de forte énergie, par le développement important des faciès vaseux carbonatés ou argilo-carbonatés et par une frange littorale sableuse modérément à fortement agitée.

La partie distale du dispositif n'est pas connue à l'affleurement. Par contre, le domaine de plate-forme interne devait correspondre à un ensemble comportant de vastes dépressions à fonds boueux, réguliers (vasières), séparées par des zones plus hautes (bancs ou platiers) à sédimentation sableuse :

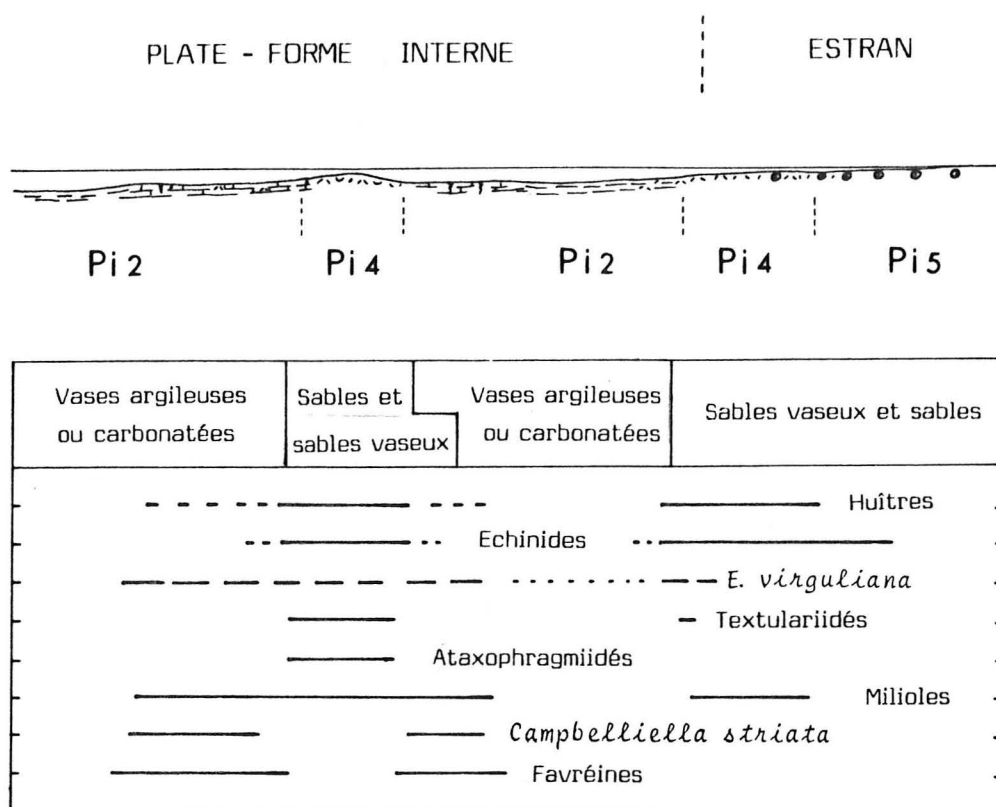


Fig. 116 - Répartition schématique des milieux de plate-forme interne et des organismes les plus fréquents, lors du dépôt des Marno-calcaires d'Ahmar Lakhdar.

- dans les dépressions se sont sédimentées principalement des boues noires plus ou moins argileuses, à faune appauvrie, représentée par une espèce de foraminifères (*Everticyclammina virguliana*), des lamellibranches, des gastéropodes et des ostracodes ; la microflore, également très pauvre, se compose presque exclusivement de *Campbelliella striata*, algue verte dasycladale, indicatrice de l'étage infralittoral. La bioturbation toujours très intense résulte, au moins en partie, de l'activité de crustacés fouisseurs dont les pelotes fécales (favréines) sont dispersées dans les sédiments vaseux ou accumulées dans les terriers qu'ils ont creusés ;

- sur les zones hautes et plus agitées, les dépôts sont des sables vaseux et sables bioclastiques à débris de lamellibranches (huîtres) et d'échinides et à foraminifères (textulariidés, milioles et éverticyclammines). Ces sables peuvent être occasionnellement remaniés, transportés puis redéposés dans les zones basses (dépressions vaseuses) sous l'action de courants intermittents de forte énergie, liés à d'éventuelles tempêtes.

La frange littorale correspond à la zone de plus forte agitation, organisée en un système de rides et de bancs sableux bioclastiques et oolitiques qui pouvait être prolongé proximalelement par une plage sableuse oolitique, comme dans les milieux littoraux actuels de la Sabkha Matti à l'Ouest d'Abu Dhabi.

CONCLUSION



Succédant aux dépôts du système à dominante terrigène des Grès des Beni Ourimeuch et de Bou Rached, les Formations de Mechra Klila (ou du Terni) et d'Ahmar Lakhdar résultent de l'accumulation, dans un contexte général morphostructural assez semblable, de matériaux d'origine physico-chimique, biochimique et biologique, élaborés à l'intérieur même d'un nouveau système à dominante carbonatée.

1 - Les étapes de l'évolution sédimentaire.

Le changement dans le régime de sédimentation intervient plus ou moins rapidement selon les secteurs. En effet, lors des premiers stades d'installation du système carbonaté (dans les deux séquences principales de base), les arrivées terrigènes, principalement argileuses, sont encore abondantes sur le domaine occidental (Terni-Masgout, Taourirt et Mechra Klila) ainsi que dans les régions paléogéographiquement en position externe (Lahyat Faraoun). Par contre, les apports argileux sont extrêmement réduits, voire nuls, sur le domaine oriental (Beni Snassen et petits massifs annexes de la région d'El Aïoun et d'Oujda). En d'autres termes, le passage du système terrigène au système carbonaté s'effectue de manière brutale, sans transition, dans les Beni Snassen et de façon progressive dans le domaine occidental, par des dépôts argileux et argilo-calcaires.

D'un point de vue général, le système carbonaté s'installe sur une aire morphologiquement très évoluée, dont le comblement a été réalisé, préalablement au cours du dépôt des Grès des Beni Ourimeuch et de Bou Rached. Les Calcaires de Mechra Klila ne représentent, en réalité, que le dernier stade (stade de maturité) d'une longue phase de comblement amorcée dès la base des Grès des Beni Ourimeuch ; il en résulte une organisation paléogéographique stable dont les limites sont calquées, à quelques différences près, sur celles de la fin du système précédent.

L'arrivée d'un important matériel argileux, à la base de la Formation d'Ahmar Lakhdar correspond à une phase de transgressivité et d'ouverture rendant compte de modifications d'origine tectonique qui provoquent un léger enfouissement et l'inclinaison du fond vers le large. Des signes précurseurs de cette instabilité se sont manifestés vers la fin de la sédimentation des Calcaires de Mechra Klila, par la formation de brèches lors d'un épisode de morcellement du soubassement intervenant au niveau du talus externe et de la partie distale de la plate-forme interne, dans les Kibdana occidentaux (Lahyat Faraoun), sur le flanc nord des Beni Snassen et dans le Bou Haïdour.

L'ensemble calcaire de la Formation d'Ahmar Lakhdar marque le retour, par comblement, à des conditions générales de sédimentation proches de celles qui prévalaient lors du dépôt des Calcaires de Mechra Klila.

2 - Aperçus paléogéographiques.

Comme pour le système terrigène (Grès des Beni Ourimeuch et de Bou Rached), le dispositif sédimentaire général présente une répartition paléogéographique des grands domaines de sédimentation assez constante, aussi bien pour les Calcaires de Mechra Klila que pour les Marno-calcaires et Calcaires d'Ahmar Lakhdar.

Le motif régional est celui d'une plate-forme littorale peu profonde, adossée à un domaine émergé et prolongée distalement par un talus qui rejoint le bassin rifain. Il existe deux variantes possibles du motif, en fonction du comportement régional du soubassement.

a) Première variante.

Le dispositif paléogéographique synthétique et simplifié qu'illustre la figure 117 concerne la période de dépôt des deux premières séquences principales des Calcaires de Mechra Klila et du Terni. Il serait sensiblement identique, à quelques nuances près, pour le reste de la formation ainsi que pour les Calcaires d'Ahmar Lakhdar.

Les principaux domaines sédimentaires sont les éléments d'une vaste plate-forme littorale, de 40 à 70 km de large, d'orientation générale SW-NE et WNW-ESE, dont les limites sont approximativement superposées à celles du dispositif terrigène précédent (voir fig. 71 et 72). Selon une polarité proximale-distale, l'organisation latérale est la suivante :

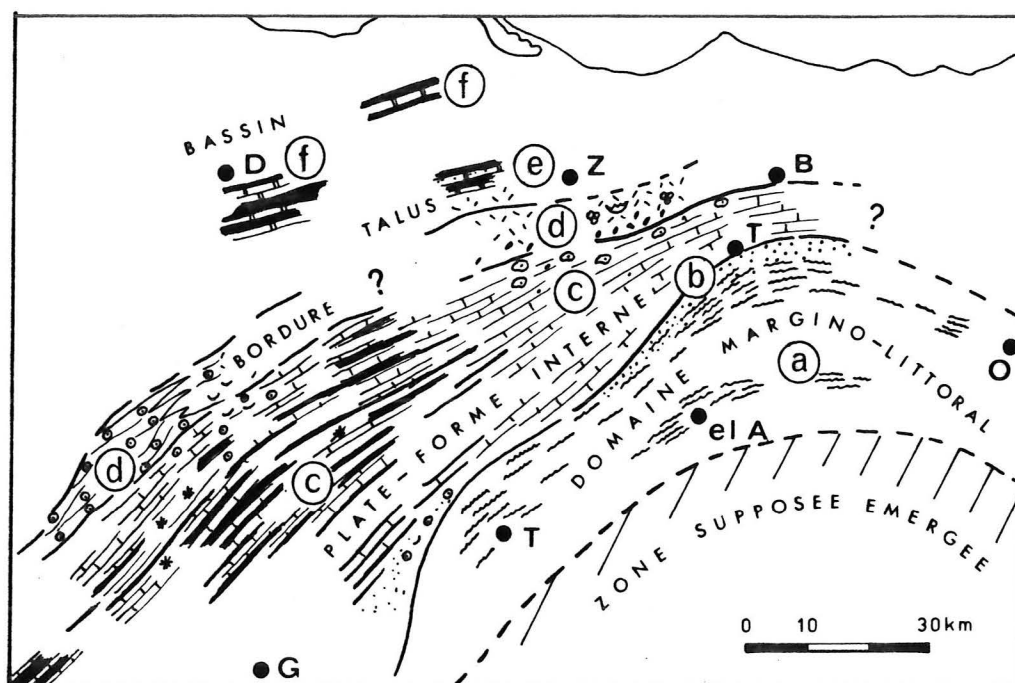


Fig. 117 - Dispositif paléogéographique réalisé au début de la sédimentation des Calcaires de Mechra Klila.
a à f : légende dans le texte.

- une zone émergée correspondant à la Chaîne des Horsts, prolongement septentrional des Hauts Plateaux ;

- le domaine margino-littoral, localisé à la bordure nord des Horsts, de Taourirt à Oujda et à une partie du flanc sud des Beni Snassen occidentaux (région de Taforalt). Il s'agit d'un estran, de largeur variable, comportant un tapis algaire stromatolitique (a) dans sa partie supérieure et une frange de sables et sables vaseux fins péloïdaux (b), à la limite infratidal-intertidal ;

- la plate-forme interne ou vasière infralittorale peu profonde (c), d'une dizaine de kilomètres de large au Nord de Taforalt, à une quarantaine entre Taourirt et le Terni Masgout. Le fond est généralement couvert de boues calcaires, parfois un peu plus argileuses comme dans le domaine occidental. Ces boues comportent une fraction sableuse, plus ou moins abondante, à débris algaires, péloïdes et foraminifères benthiques ;

- la bordure (d), dont la position et parfois même l'existence sont incertaines, devait être une zone d'accumulations sableuses, bioclastiques, péloïdales ou oolitiques, sur lesquelles se sont, localement et temporairement, installées de petites bioconstructions à madréporaires ;

- le talus externe (e), localisé à l'extrémité ouest des Kebdana, est une zone à sédimentation sableuse à vaso-sableuse bioclastique dans la partie supérieure et argilo-vaseuse et vaseuse à spongiaires dans les parties les plus profondes ;

- le bassin (f), dont il ne subsiste que quelques témoins sur le flanc nord du Gareb et dans les Beni Bou Ifrou (Kerchaoui, 1985), est le siège d'une sédimentation où dominent vases argileuses et vases carbonatées à radiolaires, aptychus et ammonites.

b) Deuxième variante.

Elle concerne les Marno-calcaires d'Ahmar Lakhdar. Le dispositif paléogéographique est beaucoup moins diversifié que précédemment ; quatre zones principales peuvent être différenciées (fig. 118) :

- une zone émergée, vraisemblablement la même que celle du dispositif précédent (Chaîne des Horsts) ;

- un domaine côtier (a), s'étendant de la région de Taourirt à el Aïoun, où se sont déposés des sables bioclastiques à lamellibranches et échinides ainsi que des sables oolitiques dans un environnement peu profond, d'agitation modérée à forte ;

- un vaste domaine de plate-forme interne (b), ouvert sur le large, à fonds réguliers, vaseux ou argilo-vaseux, parsemés de platiers sableux (c) à lamellibranches et échinides ;

- le talus externe (d), également vaseux ou argilo-vaseux à spongiaires dont il ne reste qu'un témoin à Lahyat Faraoun.

Bien que très schématiques, ces reconstitutions paléogéographiques donnent une image concrète de l'organisation latérale et de la répartition d'ensemble des milieux et rendent compte du style sédimentaire, lié essentiellement au facteur tectonique.

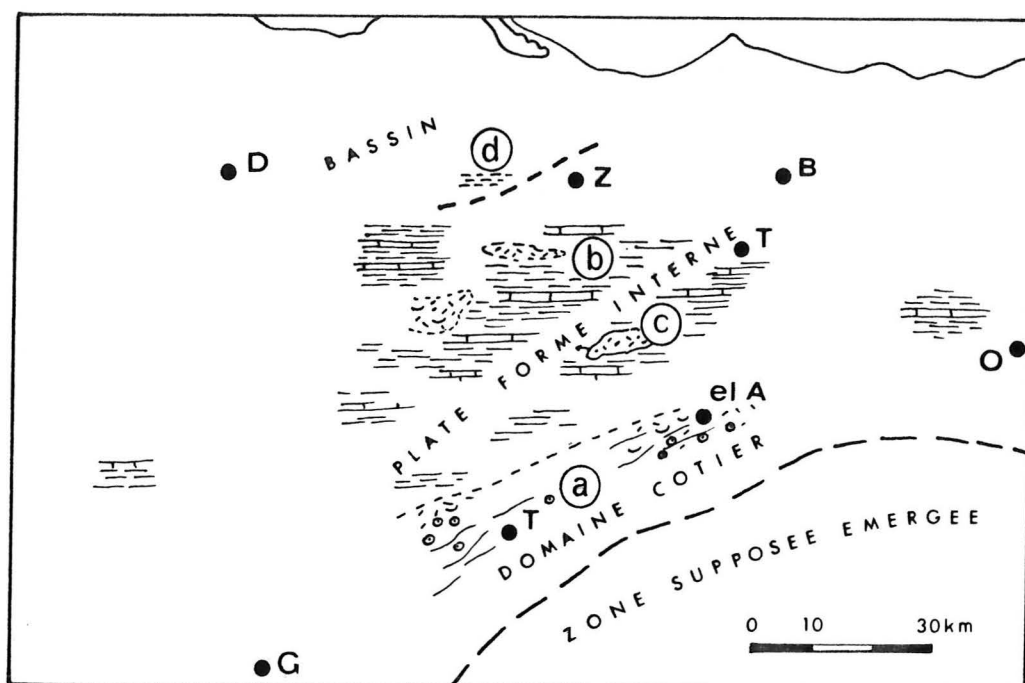


Fig. 118 - Dispositif paléogéographique réalisé au cours de la sédimentation des Marno-calcaires d'Ahmar Lakhdar.
a à d : légende dans le texte.

3 - Les facteurs de contrôle de la sédimentation.

a) La tectonique.

Lors du dépôt des Calcaires de Mechra Klila, la marge rifaine orientale a connu une très forte subsidence ; les épaisseurs estimées sont de l'ordre de 600 m, accumulées lors d'une période courte (un demi étage, le Kimméridgien supérieur) correspondant à 2 à 3 millions d'années. Les mouvements négatifs du substrat correspondent à une subsidence d'ensemble fonctionnant par petits à-coups enregistrés dans la sédimentation par la répétition de nombreuses séquences élémentaires et par l'absence de découpage en séquences majeures et même séquences principales qu'il n'est pas toujours facile de distinguer. Globalement, il en résulte un affaissement rapide et régulier de l'ensemble de la marge, toujours compensé par la sédimentation, d'où un motif sédimentaire stable, dans ses milieux et dans ses limites.

Les mouvements qui ont engendré la formation des brèches du sommet des Calcaires de Mechra Klila, sont des mouvements locaux, correspondant à des à-coups plus rapides, plus brutaux, qui induisent le morcellement du talus et de la frange distale de la plate-forme et l'individualisation de blocs basculés dont la crête pourra être érodée postérieurement.

Les Marno-calcaires d'Ahmar Lakhdar résultent d'une ingression générale de la mer, liée à l'enfoncement et à l'inclinaison du fond provoquant ainsi une ouverture vers le large. De tels mouvements traduisent plus une accélération de la subsidence, qui reste relativement régulière, qu'un effondrement de grande ampleur de toute la marge ; en effet, aucun découpage intermédiaire entre mégaséquence et séquences élémentaires n'est décelable et le changement de régime sédimentaire, aussi bien à la base qu'au sommet, s'effectue de façon progressive.

Du point de vue tectonique, la période de dépôt des Formations de Mechra Klila et d'Ahmar Lakhdar est donc caractérisée par une subsidence forte et régulière, compensée par la sédimentation, entrecoupée d'un épisode de subsidence plus forte encore, mais toujours régulière. On peut résumer les étapes de l'évolution tectono-sédimentaire par trois schémas représentant la morphologie générale de l'aire de dépôt (fig. 119) en fonction de la subsidence et du comblement.

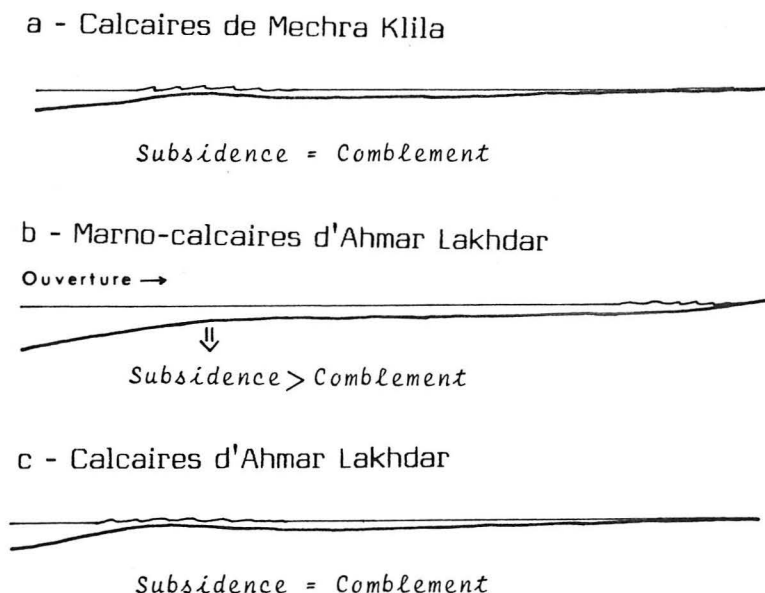


Fig. 119 - Relations entre morphologie générale subsidence et comblement.

b) Le climat.

Le remplacement de la sédimentation terrigène silicoclastique par la sédimentation carbonatée n'est certainement pas dû uniquement à l'influence de la tectonique, des causes d'origine climatique doivent être également envisagées.

En milieu marin, l'importance de la sédimentation carbonatée, l'abondance des Chlorophycées et la présence de madréporaires impliquent

des températures élevées (entre 15°C et 25°C, actuellement pour les associations de type "chlorozoan, Lees, 1973). Il ne semble donc pas qu'il y ait eu de véritables changements thermiques par rapport au système terrigène précédent ; les variations climatiques étant plutôt à rechercher au niveau de la pluviosité, notamment sur le domaine continental méridional. Plusieurs arguments plaident en la faveur d'un climat plus sec ; en effet, dans l'Atlas saharien, du vaste complexe deltaïque des Ksour il ne reste plus qu'un système terrigène très restreint qui témoigne d'une réduction importante du réseau fluvial et surtout de sa capacité de transport. De plus, l'essentiel de la sédimentation non fluviale, s'effectue dans des lagunes confinées évaporitiques où se développe du gypse (Abed, 1982).

De manière générale, au regard de ces quelques données sédimentologiques, on peut envisager un climat chaud et aride mais non désertique.

4 - La marge rifaine nord-orientale dans le contexte paléogéographique maghrébin.

a) Calcaires de Mechra Klila.

En Algérie occidentale, ils ont pour équivalents les Calcaires de Zarifet, les Dolomies de Tlemcen et les Calcaires de Stah ; ces divers ensembles lithologiques ne correspondent, en fait, qu'à un seul événement sédimentaire relativement synchrone de la sédimentation des Calcaires de Mechra Klila.

Dans le domaine tlemcenien (Benest, 1985), le dispositif paléogéographique est en fait le prolongement oriental de celui du Maroc mais décalé de façon dextre selon une direction moyenne N 130 (fig. 120). Il s'appuie sur une zone émergée, orientée N 50-60, correspondant aux Hautes Plaines et se développe, sur une largeur de 70 à 80 km, selon une polarité proximale-distale SE-NW et SW-NE en direction du bassin de l'Ouarsenis. D'un point de vue tectono-sédimentaire, de mouvements distensifs résulte un découpage en une mosaïque de zones très subsidentes, à surépaisseurs de sédiments et de zones résistantes localisées à la plate-forme interne (horst de Rharradj), à la bordure (Bou Rheddou-Bechtout) et au domaine externe ("hauts-fonds" ou plates-formes insulaires des Traras et du Djebel Murdjadjo).

Dans l'Atlas saharien, Bassoulet (1973) dans les Monts des Ksour et Abed (1982) au Djebel Amour, reconnaissent un ensemble à dominante terrigène avec des marnes et des grès, intercalés de dolomies et de calcaires à laminites stromatolitiques et de micrites typiques de plate-forme interne (mudstone à wackestone à péloïdes, foraminifères, ostracodes, lamellibranches et gastéropodes). Du SW vers le NE l'environnement est de type margino-littoral à influences fluviales temporaires dans les Monts des Ksour, puis de plate-forme interne très protégée avec des zones lagunaires argileuses à gypse, au Djebel Amour, se prolongeant distalement sur un domaine plus vaste, à sédimentation marno-calcaire et calcaire, correspondant à la partie sud-occidentale de la plate-forme algéro-tunisienne.

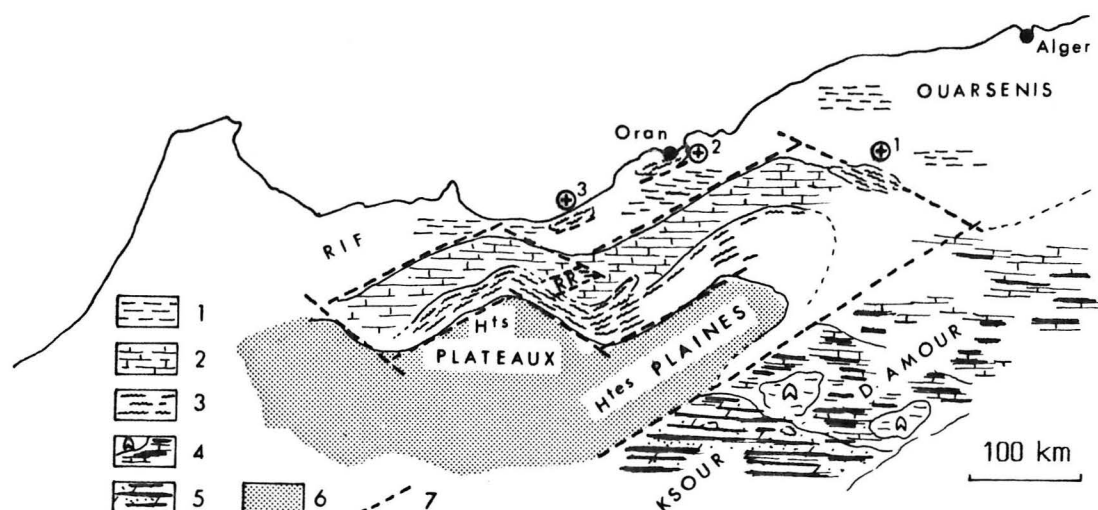


Fig. 120 - Dispositif paléogéographique général de la période correspondant aux Calcaires de Mechra Klila (Kimméridgien sup.), du Maroc nord-oriental et d'Algérie occidentale (d'après Benest, 1985 pour le domaine tlemcenien et Abed, 1982 pour l'Atlas saharien) - 1 : faciès marneux externes ; 2 : calcaires de plate-forme ; 3 : calcaires et dolomies à laminites du domaine margino-littoral ; 4 : marno-calcaires et marnes lagunaires à gypse ; 5 : argiles, grès et dolomies gréseuses ; 6 : domaine émergé ; 7 : zones de failles ou de flexures du soubassement. RR Horst de Rhar Roubane - ⊕ zones résistantes (1 : Bechtout-Bou Rheddou ; 2 : Murdjadjo ; 3 : Traras).

b) Marno-calcaires d'Ahmar Lakhdar.

Le retour des apports terrigènes argileux sur le domaine tlemcenien ne provoque que peu de modifications de la paléogéographie d'ensemble, qui reste calquée sur la précédente. Comme au Maroc, la frange littorale qui borde les Hautes Plaines émergées, est occupée par des dépôts sableux bioclastiques et oolitiques (Calcaires de Hassi Haddou, Benest, 1985) et la plate-forme est le siège d'une sédimentation argilo-calcaire (Marno-calcaires de Raouraï). La mobilité du soubassement est attestée par la présence de zones à subsidence différentielle, avec des "hauts-fonds" infratidaux (horst de Rhar Roubane, môle de Tiffrit) ou intertidaux (Monts de Chellala et de Nador) et des aires très subsidentes orientées SW-NE (Djebel Raouraï - Djebel Ouargla). Le rejeu en distension s'effectue le long de failles ou de flexures orientées N 45 et N 60-70 ; la direction N 110-130 semble correspondre à une direction paléogéographique plus générale, qui décale de façon dextre la plate-forme rifaine nord-orientale et la plate-forme tlemcenienne et limite le domaine interne tlemcenien et le bassin tellien, au NE des Monts de Chellala.

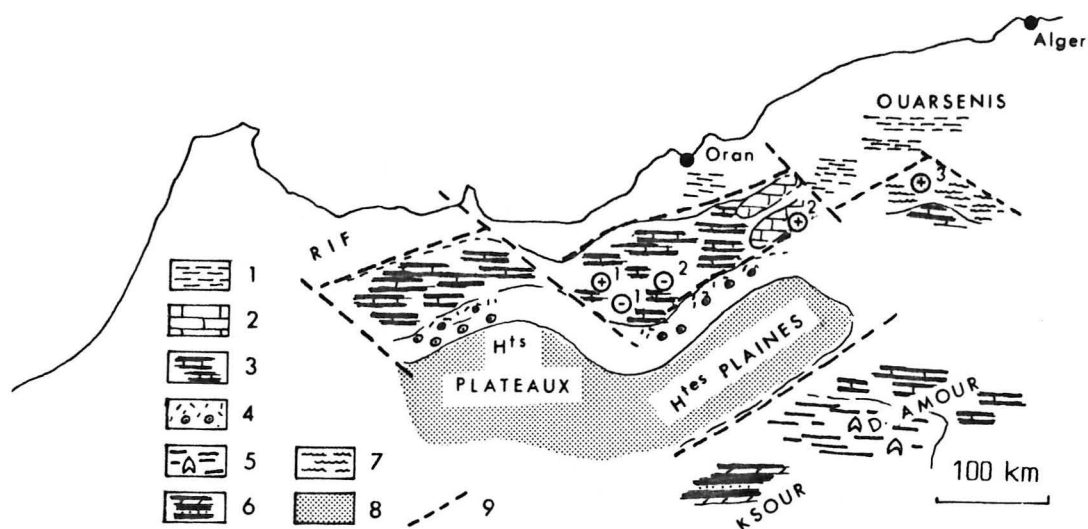


Fig. 121 - Dispositif paléogéographique général de la période correspondant aux Marno-calcaires d'Ahmar Lakhdar (Portlandien inférieur), du Maroc nord-oriental et d'Algérie occidentale - 1 : faciès marneux externes ; 2 : calcaires bioclastiques des zones en bordure du môle de Tiffrit ; 3 : marno-calcaires d'Ahmar Lakhdar (Maroc), de Raouraï (domaine tlemcenien) et de la base de la Formation d'Aflou (Djebel Amour) ; 4 : calcaires bioclastiques et oolitiques de la frange côtière des Hauts Plateaux et des Hautes Plaines ; 5 : marnes gypsifères de la Formation d'Aflou ; 6 : marnes, grès et dolomies de la Formation de Tiloula (Monts des Ksour) ; 7 : dolomies à laminites ; 8 : domaine émergé ; 9 : zones de failles ou de flexures du soubassement.
 ⊕ : zones peu subsidentes (1 : Rharradj ; 2 : Tiffrit ; 3 : Nador-Chellala)
 ⊗ : zones très subsidentes (1 : Raouraï ; 2 : Djebel Ouargla).

Dans l'Atlas saharien, le cadre sédimentaire général évolue peu, aussi bien dans les Ksour où les dépôts argilo-gréseux de la Formation de Tiloula indiquent un environnement margino-littoral fluvio-deltaïque (Bassoullet, 1973), qu'au Djebel Amour où persistent les milieux lagunaires très protégés à sédimentation évaporitique et les milieux de plate-forme interne de la base de la Formation d'Aflou (Abed, 1982).

Dans les deux dispositifs, les grandes lignes de la paléogéographie laissent clairement apparaître deux directions privilégiées, N 50-60 et N 120-140 qui définissent un dispositif général d'allure losangique. Ce type d'organisation, où la tectonique est le facteur déterminant, rappelle en partie celui des régions atlasiques (Laville, 1985) qui se situe toutefois dans un contexte structural différent, puisqu'intraplaque et non pas marginal. Dans les deux cas, mais à des époques différentes, l'origine des mécanismes tectono-sédimentaires est à rechercher dans les différentes phases d'ouverture de l'Atlantique et de la Téthys ligurienne et dans le fonctionnement de la zone transformante Gibraltar-Sicile.

Troisième Partie

LA FORMATION DE BOU RHENNJA

* * * * *

Les Marno-calcaires de Bou Rhennja, dernière formation du Jurassique, ne sont mis à l'affleurement dans l'avant-pays rifain nord-oriental que sur des superficies assez restreintes. On les rencontre sur le flanc sud-est des Jbel Megrez et Bou Rhennja (1), dans la région de Mechra Homadi (2 et 3), au Jbel Kerker (4 et 5), ainsi qu'à l'extrémité occidentale du Gareb, au Jbel Naach (6).

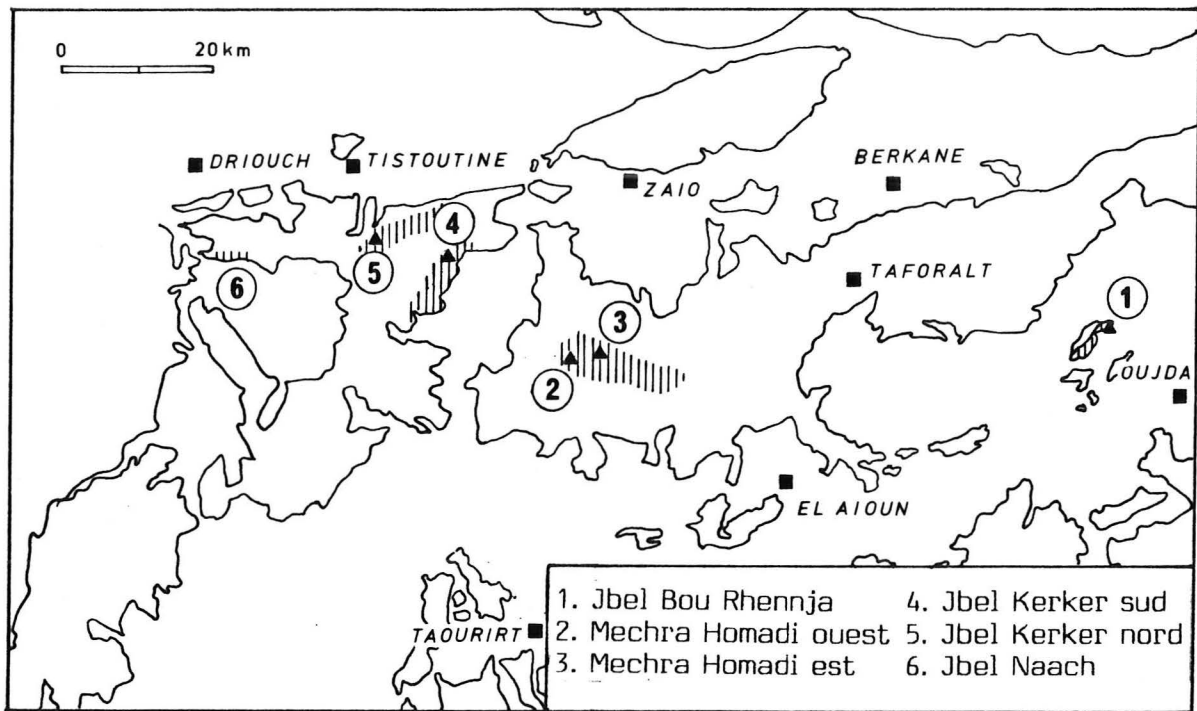


Fig. 122 - Carte de localisation des affleurements (en hachures verticales) et des coupes.

Chapitre I

ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

* *

Dans la morphologie, les Marno-calcaires de Bou Rhennja succèdent à la grande corniche calcaire ou dolomitique de la Formation d'Ahmar Lakhdar et se présentent comme une alternance, d'apparence assez monotone, de niveaux marneux, de couleur grise à jaunâtre et de barres calcaires de faciès variés, de quelques décimètres à quelques mètres d'épaisseur.

I - LA COUPE-TYPE

A - LOCALISATION DE LA COUPE

A une quinzaine de kilomètres au NW d'Oujda, les reliefs correspondant au Jbel Megrez et au Jbel Bou Rhennja permettent d'observer en continuité une grande partie de la Formation d'Ahmar Lakhdar, toute la Formation de Bou Rhennja et même la formation suivante, à dominante argilo-gréseuse, équivalente

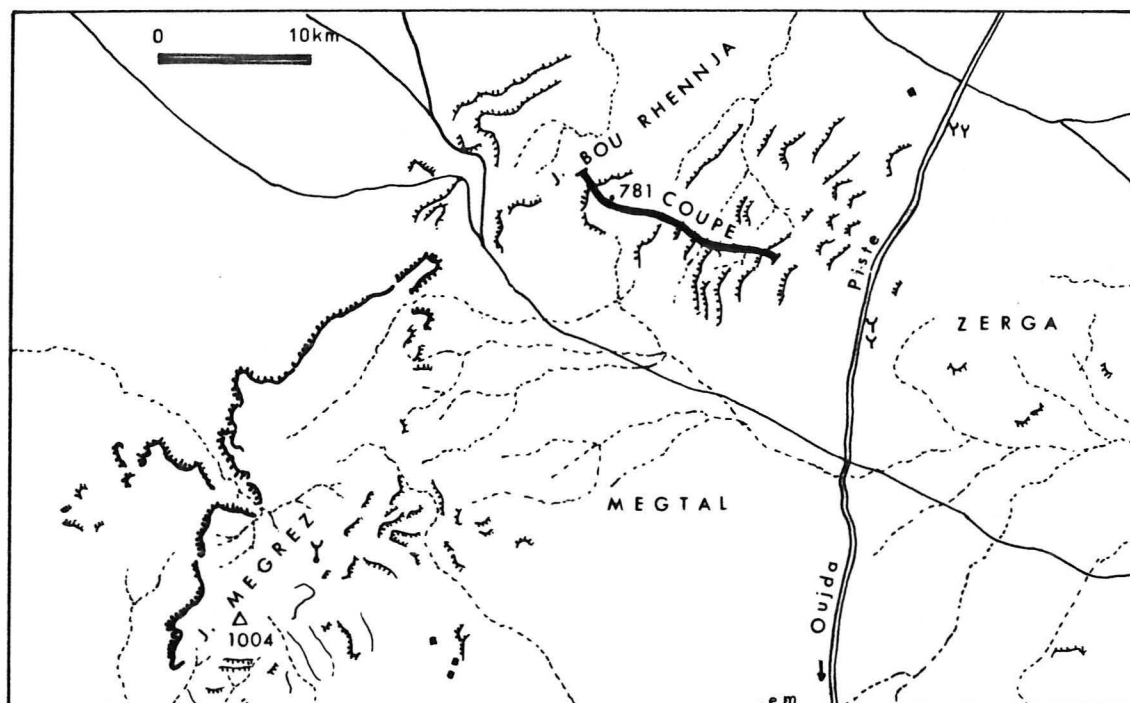


Fig. 123 - Localisation géographique de la coupe-type des Marno-calcaires de Bou Rhennja.

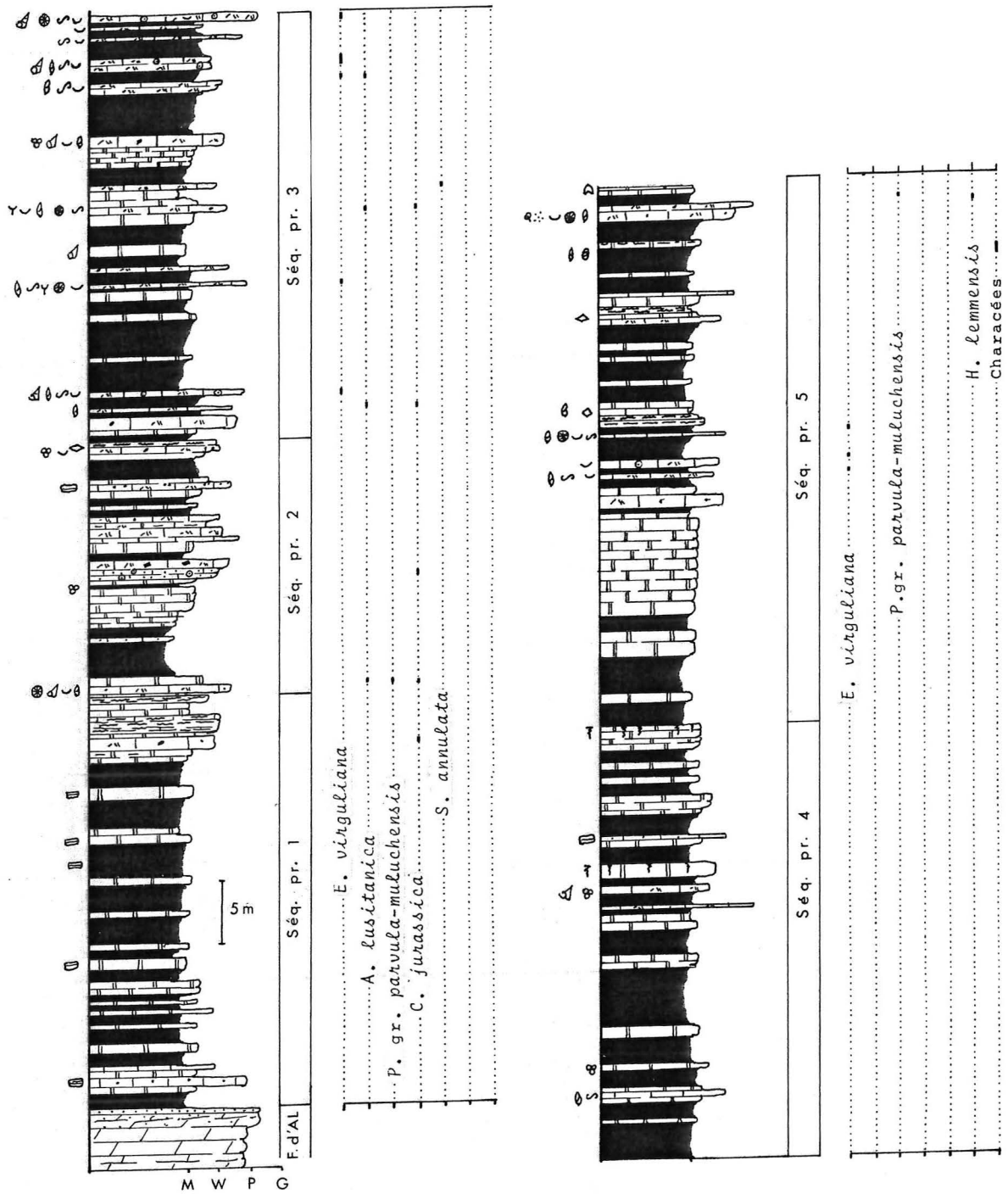


Fig. 124 - Coupe-type des Marno-calcaires de Bou Rhennja (séquence majeure SI).

des Argiles de Lamoricière d'Algérie occidentale.

La coupe-type des Marno-calcaires de Bou Rhennja affleure sur une distance d'environ 1500 m, de l'WNW vers l'ESE, dans une succession de petites croupes à pendage moyen de 15° vers le SE.

B - DESCRIPTION DE LA COUPE

Les limites lithologiques sont parfaitement définies, la limite inférieure se place au toit du dernier banc de pelsparites qui couronne la corniche dolomitique de la Formation d'Ahamar Lakhdar et la limite supérieure correspond au sommet des barres, formant ressaut, de calcaires bioclastiques et oolitiques, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, qui précèdent la formation argilo-gréseuse du Jbel Naach équivalente des Argiles de Lamoricière.

Sur une épaisseur totale de 320 mètres environ, 10 séquences principales, réunies en 2 séquences majeures, ont été distinguées ; ces dernières correspondent aux Marno-calcaires de Hariga et aux Marno-calcaires d'Ouled Mimoun du domaine tlemcenien (Benest, 1985).

1 - La première séquence majeure (SI).

Subdivisée en 5 séquences principales à dominante marneuse, elle s'organise de la façon suivante (fig. 124) :

- la séquence 1, d'un peu plus de 30 mètres d'épaisseur, est constituée de marnes et calcaires argileux gris alternant avec des bancs de calcaires micritiques ne renfermant que de rares favréines ; le tout est surmonté par une barre calcaire à structures algo-laminaires planes ou légèrement festonnées ;

- la séquence 2, un peu plus carbonatée, se compose de barres de micrites (mudstone) et de biomicrites à biopelmicrites (wackestone) à foraminifères, ostracodes et favréines, séparées par des niveaux de marnes grises. Le dernier banc est un calcaire à laminites ondulées, à passées bréchifiées, fentes de dessiccation, structures fenêtrées, pseudomorphoses d'anhydrite et de gypse ;

- la séquence 3 diffère des précédentes par la présence d'intercalations de calcaires lumachelliques à huîtres, devenant de plus en plus fréquentes vers le sommet ; elle se termine par 0,6 m de bioomicrites à bioosparites à huîtres, échinides, oolites superficielles et à très nombreuses éverticyclammines ;

- la séquence 4 comporte une succession de marnes et de calcaires argileux alternant avec des bancs de micrites (mudstone) très peu fossilifères mais très bioturbées ; le toit du dernier banc, sur une épaisseur de 10 cm, montre de magnifiques terriers thalassinoïdes correspondant à des galeries creusées probablement par les crustacés fouisseurs, producteurs de favréines ;

- la séquence 5 est constituée d'abord de marnes surmontées par une barre de 10 mètres de micrites (mudstone), en bancs à débit michoïde ; puis de 23 mètres de marnes verdâtres à jaunâtres intercalées de bancs calcaires, de quelques décimètres d'épaisseur et de nature variée : micrites (mudstone), biomicrites à huîtres et échinides (wackestone), micrites à structures algo-laminaires et enfin micrites jaunes à pseudomorphoses de gypse dans

les derniers décimètres de la séquence. A noter, dans les marnes, à 5 m du sommet, la présence de gyrogonites de characées.

Mis à part, les quelques niveaux lumachelliques à huîtres, la macrofaune est extrêmement peu abondante. La microfaune est représentée par des foraminifères : Everticyclammina virguliana, Anchispirocyclina lusitanica et Pseudocyclammina gr. parvula-muluchensis, accompagnées de miliolides, d'ataxophragmiidés et d'ophtalmiidés. La microflore comprend principalement des dasycladales : Clypeina jurassica, Salpingoporella annulata et plus rarement Heteroporella lemmensis, ainsi que des gyrogonites de characées dans la partie tout à fait terminale de la cinquième séquence principale. Dans ce niveau à characées ont également été recueillis des ostracodes du genre Fabanella, indicateur comme les characées, de milieux dessalés.

2 - La seconde séquence majeure (SII).

Elle comprend également 5 séquences principales, dont les quatre premières sont à dominante marneuse (séquence 6 à 9) et la cinquième (séquence 10) presque entièrement carbonatée (fig. 125) :

- la séquence 6 se compose de marnes silteuses verdâtres alternant avec des grès blancs, des micrites ou des biomicrites gréseuses à huîtres et serpules. Elle se termine par un banc de 0,5 m d'oomicrites à oolites superficielles ;
- la séquence 7, plus homogène, est constituée de marnes intercalées de calcaires micritiques peu fossilifères et d'un banc de 0,6 m de grès roux à ciment calcaire. Une barre de calcaires micritiques riches en structures algo-laminaires clôture la séquence ;
- les séquences 8 et 9 sont deux ensembles à peu près identiques comportant des marnes grises ou jaunâtres intercalées de bancs de quelques décimètres à plusieurs mètres, de micrites noires quasiment azoïques renfermant parfois des structures de type chicken-wire et de micrites jaunâtres à roses à laminites planes ou ondulées à pseudomorphoses de gypse, quelquefois bréchifiées par bioturbation ;
- la séquence 10, presque entièrement carbonatée, est constituée par deux barres, en relief dans la morphologie, comportant chacune à la base des micrites et biomicrites noires surmontées de biopelmicrites à biopels-parites grossières à débris plus ou moins micritisés de lamellibranches, échinodermes (échinides et entroques), bryozoaires, serpules, gastéropodes, dasycladales et foraminifères. Les deux barres suivantes, qui appartiennent déjà vraisemblablement à la Formation du Jbel Naach, s'enrichissent en oolites à mince cortex développé autour d'un nucléus bioclastique.

Concernant la microfaune, les séquences 6 à 9 sont extrêmement pauvres, seuls quelques foraminifères ont été recueillis à la base de la sixième séquence : Everticyclammina virguliana et Pseudocyclammina gr. parvula-muluchensis. La microflore, également très mal représentée, se compose de quelques segments de dasycladales (Clypeina jurassica et Cylindroporella sp.). Dans la dixième séquence, par contre, la microfaune devient abondante avec de nombreuses lenticulines, Ammobaculites coprolithiformis et Feurtillia frequens ; la microflore comporte Acicularia sp. (en grand nombre) et Kopetdagaria iailaensis.

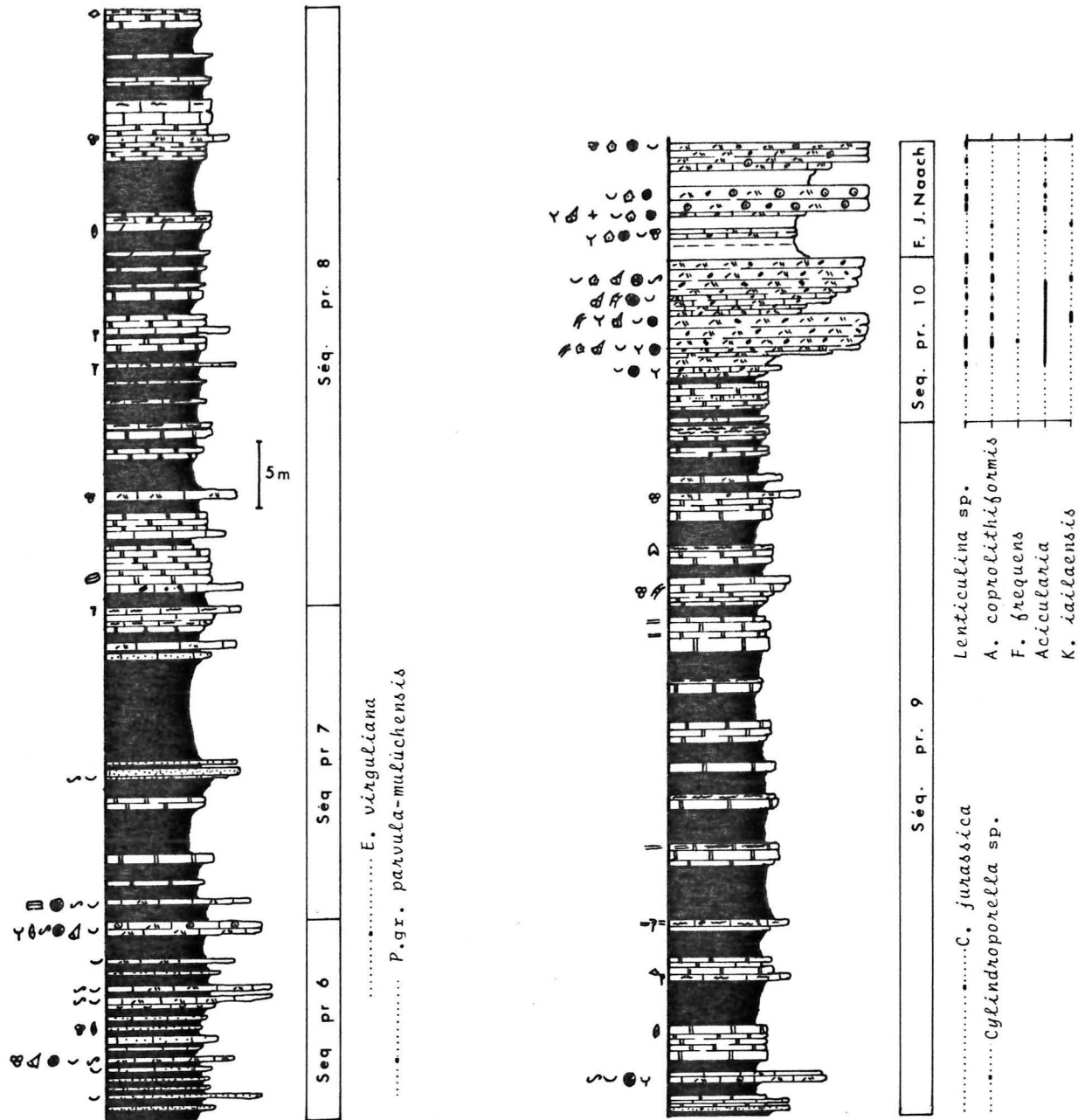


Fig. 125 - Coupe-type des Marno-calcaires de Bou Rhennja (séquence majeure SII).

3 - Conclusion.

De manière générale, les dépôts qui caractérisent la coupe-type de la Formation de Bou Rhennja peuvent être regroupés en trois catégories principales :

- des vases argileuses ou carbonatées, homogènes, très pauvres en débris d'origine biogène ; ce sont des sédiments de vasières protégées

et de lagunes, confinées, sursalées (gypse) ou dessalées (charophytes et ostracodes saumâtres) ;

- des sables et sables vaseux à huîtres, échinides et oolites superficielles correspondant aux dépôts de la frange littorale (ou côtière) mis en place dans des conditions d'énergie modérée à forte, en domaine infratidal supérieur ;

- des vases et vases sableuses finement péloïdales, à structures algo-laminaires, déposées sur un estran inter à supratidal de faible énergie.

Ces différents types de sédiments, abstraction faite des différentes espèces de foraminifères et d'algues qu'ils renferment, sont de nature très semblable à ceux des 2 formations précédentes, ce qui témoigne d'un cadre sédimentaire général relativement identique, du moins pour les neuf premières séquences principales. La séquence 10 correspond à l'amorce d'un phénomène transgressif généralisé : la transgression berriasienne.

II - LE PROFIL-TYPE

Le profil-type des Marno-calcaires de Bou Rhennja (fig. 126) a été établi à partir de quatre coupes (plus la coupe-type) relevées dans la partie ouest des Beni Snassen (Mechra Homadi 2 et 3) et au Jbel Kerker (flanc sud, 4 et flanc nord, 5), selon une polarité proximale-distale du SE vers le NW.

A - DESCRIPTION DES COUPES.

1 - La coupe de Mechra Homadi ouest.

Les deux séquences majeures (SI et SII) ont été reconnues : la première affleure dans la tranchée de la route, à un peu plus d'un kilomètre du village, en direction du SE ; la seconde a été levée le long de la route, immédiatement au NW du barrage.

a) La première séquence majeure.

Comme pour la coupe-type, 5 séquences principales ont été distinguées (fig. 127). Elles sont d'aspect extrêmement monotone et se composent principalement de marnes grises ou verdâtres, intercalées de bancs de quelques décimètres de micrites (mudstone) ne renfermant que de rares éléments d'origine biogène, tels que favréines, valves d'ostracodes et coquilles fines de lamelli-branches. Dans les marnes cependant, on observe de minces passées lenticulaires rousses, de quelques millimètres d'épaisseur, très riches en quartz et en éverticyclammines (séquence 3, par exemple).

Par ailleurs, les séquences 2 et 4 comportent deux niveaux de brèches très grossières, d'épaisseur très irrégulière, à base ravinante dans la séquence 2 et à toit très bosselé dans la 4. Les éléments sont des fragments anguleux à subanguleux de roches consolidées, de taille variable pouvant atteindre parfois

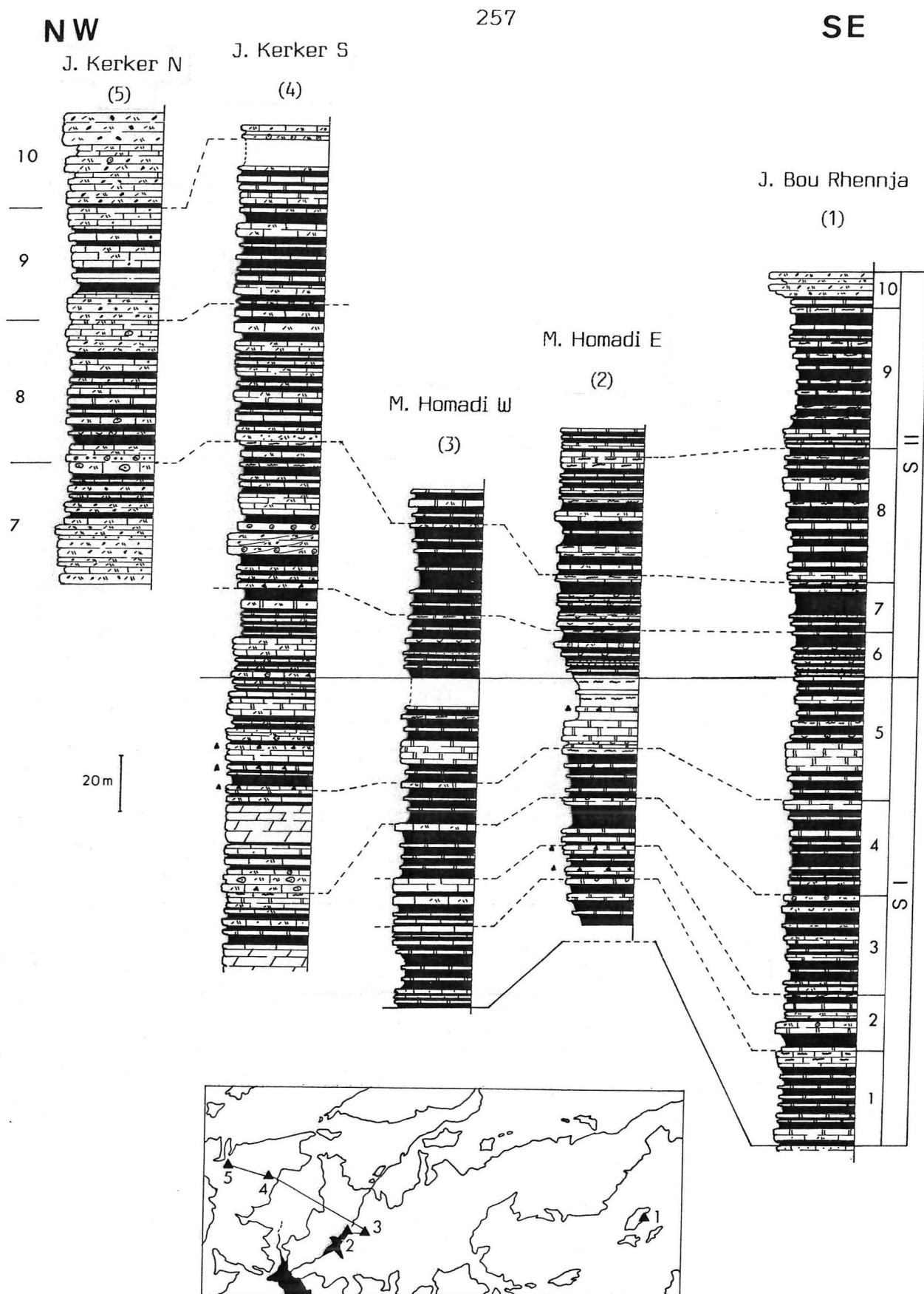


Fig. 126 - Profil-type des Marno-calcaires de Bou Rhennja dans la partie occidentale des Beni Snassen et au Jbel Kerker.

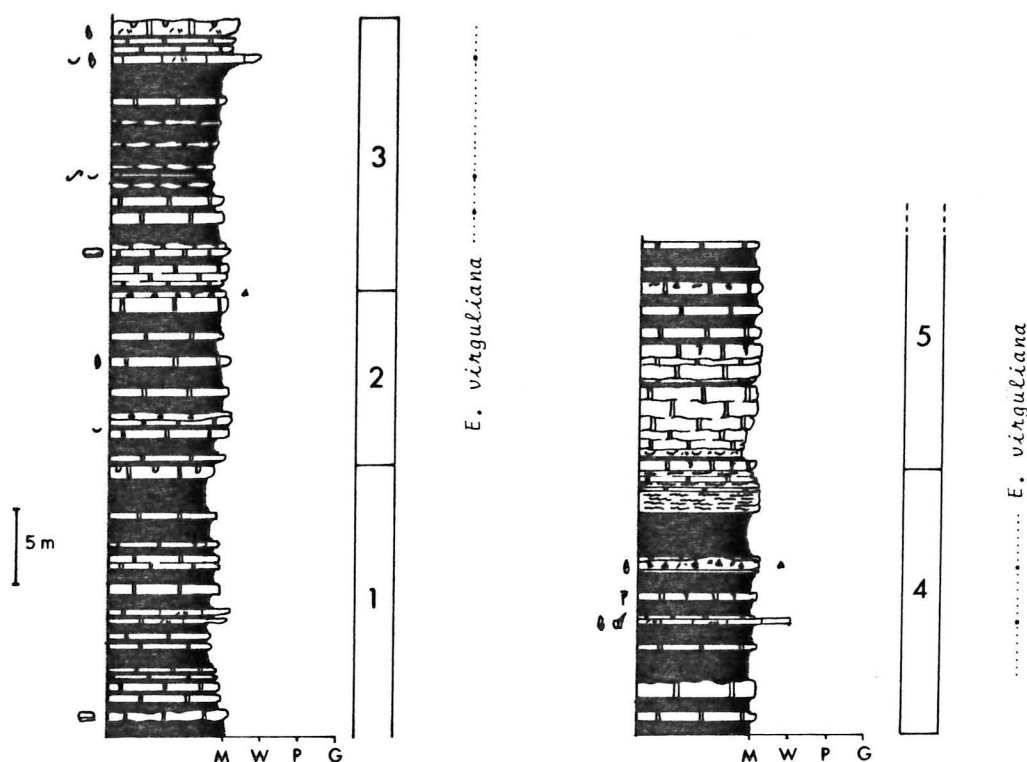


Fig. 127 - Coupe des Marno-calcaires de Bou Rhennja à Mechra Homadi ouest (séquence majeure SI).

le décimètre et de nature essentiellement micritique avec quelques éléments à laminites, dans la brèche de la séquence 4.

Les séquences sont limitées à leur sommet par différents types de discontinuités : surface durcie et perforée (séquence 1 et 3) ou complètement bréchifiée par perforation et bioturbation (séquence 2) ou encore par un niveau épais (2,1 m) de laminites stromatolitiques (séquence 4).

b) La seconde séquence majeure.

De nature également très argileuse, elle diffère de la précédente par une plus grande variété des faciès carbonatés. Les séquences principales 6, 7 et 8 (complètes) et la séquence 9 (très partielle) ont pu être reconnues ; dans le détail on observe la succession suivante (fig. 128) :

- séquence principale 6.

. 5 m de marnes et calcaires gréseux, intercalés de minces niveaux en plaquettes (quelques centimètres) de grès blancs, le tout surmonté par des argiles et lumachelles à huîtres qui renferment également quelques gyrogonites de characées ;

. après une lacune d'observation de quelques mètres viennent des marnes vertes et un banc d'un mètre de biomicrites (wackestone) à débris

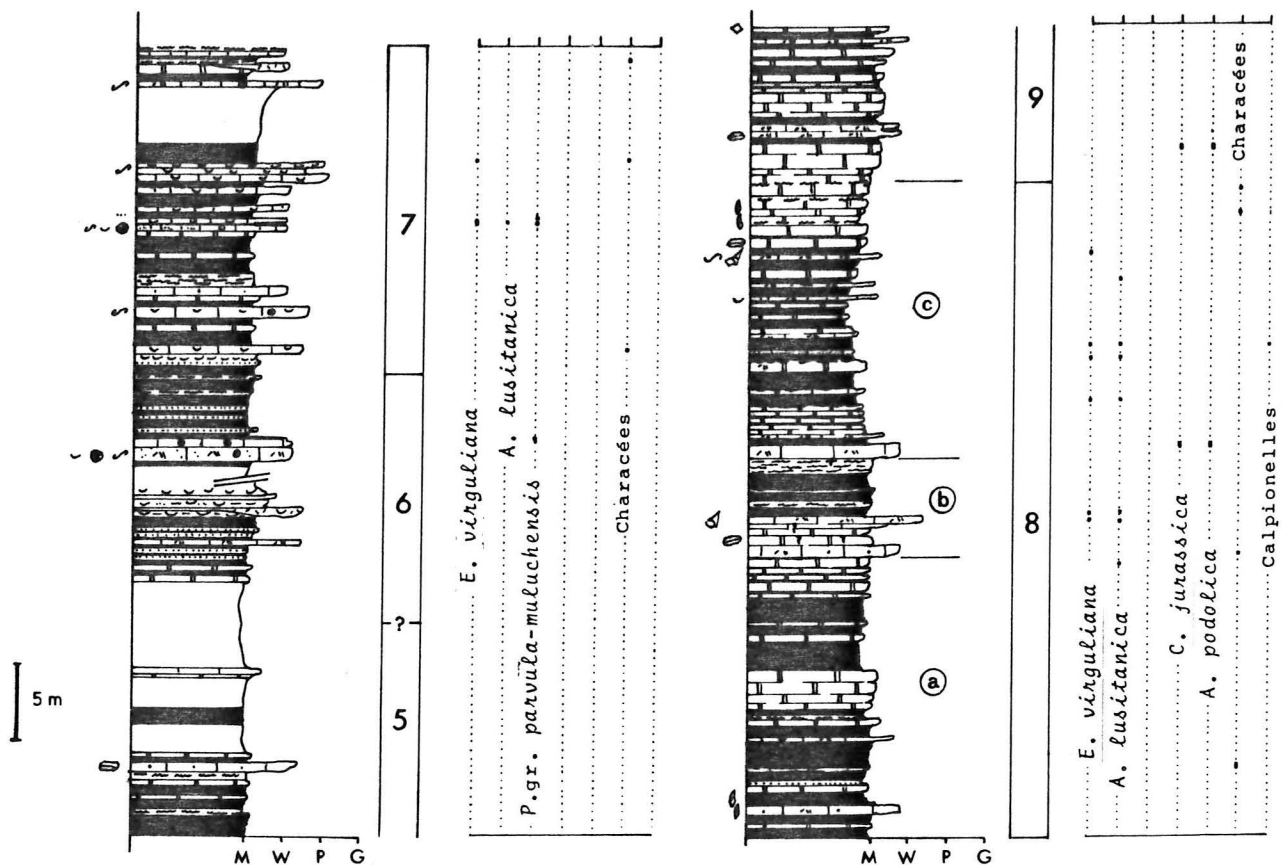


Fig. 128 - Coupe des Marno-calcaires de Bou Rhennja à Mechra Homadi ouest (séquence majeure SII).

d'échinides, lamellibranches, serpules, ostracodes, foraminifères (*Anchispirocyclus lusitanica*, *Pseudocyclammina* gr. *parvula-muluchensis*) et à rares oolites superficielles ; le toit du banc est une oomicrite à oolites superficielles à nucleus péloïdal ;

. 5 m de marnes gréseuses, à passées centimétriques de grès, comportant, en fin de séquence, deux niveaux de 0,15 et 0,20 m de calcaires argileux à laminites stromatolitiques.

- séquence principale 7.

. 7,5 m où alternent marnes vertes et calcaires plus ou moins argileux biomicritiques à huîtres et bioomicritiques à oolites superficielles, renfermant quelques exemplaires d'*Anchispirocyclus lusitanica*. A noter, en intercalation, un niveau de 0,65 m de calcaires légèrement argileux à laminites et fentes de dessiccation ;

. enfin, la séquence se termine par deux niveaux à laminites bréchifiées et fentes de dessiccation, dont le premier contient des gyrogonites de characées.

Remarque : Comme pour les séquences 6 et 7 du Jbel Bou Rhennja, ces séquences sont marquées par la présence de sédiments gréseux et par le développement de biotopes à huîtres en milieu marin très littoral, peu éloigné des environnements dessalés à charophytes.

- séquence principale 8.

Elle est caractérisée par une diminution très nette de l'apport terrigène sableux silicoclastique et par une augmentation de l'influence des eaux douces, se traduisant par la fréquence des niveaux à characées. Trois ensembles principaux ont été distingués :

. a : marnes vertes à passées riches en characées et ostracodes du genre Fabanella et calcaires micritiques péloïdaux, parfois légèrement argileux ;

. b : d'abord 2,5 m de biomicrites et biopelmicrites (wackestone) à clypéines, ostracodes, gastéropodes et foraminifères dont des éverticyclammines et des anchispirocyclines ; puis des marnes vertes à characées et Fabanella se terminant par un niveau à laminites à fentes de dessiccation ;

. c : 13,5 m où alternent des marnes grises à vertes et des bancs de micrites ou biopelmicrites dont l'un renferme des calpionelles (Crassicolaria intermedia) agglutinées sur les tests des anchispirocyclines ; les huit derniers mètres correspondent à trois gros bancs de micrites jaunes à characées, surmontés chacun, d'abord par un niveau ocre (5 à 10 cm) à lamines péloïdales, très ondulées puis par un niveau d'une dizaine de centimètres, plus ou moins bréchique, à nodules dans un liant de dolomicrite argileuse verdâtre, correspondant à un début de pédogenèse.

Cette séquence principale se caractérise donc par des dépôts issus de milieux marins très littoraux pouvant très exceptionnellement s'ouvrir sur le large (calpionelles) et de milieux margino-littoraux à tendance dessalée (charophytes-ostracodes saumâtres).

- séquence principale 9.

Elle montre, sur les quelques mètres affleurant, des micrites et biomicrites banales, à algues (clypéines, actinoporelles) et foraminifères, séparées par des interbancs de calcaires argileux et de marnes.

En résumé, la coupe de Mechra Homadi ouest est caractérisée dans la séquence majeure SI par des dépôts essentiellement boueux de vasière interne infralittorale, puis dans la séquence majeure SII par des sédiments de plus en plus littoraux, sableux ou vaseux, soumis à des émergences répétées et par des vases de lagunes dessalées.

2 - La coupe de Mechra Homadi est.

A 3 km à l'Est de Mechra Homadi, sur la rive sud de l'Oued Senara, une coupe permet d'observer les 7 premières séquences principales qui composent la séquence majeure SI et une partie de la SII (voir fig. 126).

Les séquences principales 1 à 5 comportent des faciès peu variés avec des marnes et calcaires argileux gris-bleuté et des micrites à biomicrites

à algues (Clypeina jurassica, Salpingoporella annulata, Actinoporella podolica et très accessoirement Macroporella embergeri) et à foraminifères (Anchispirocyclina lusitanica, Everticyclammina virguliana). Dans la séquence 5, on note la présence d'un niveau à laminites bréchifiées contenant quelques gyrogonites de characées.

La séquence 6 est caractérisée, comme dans les autres coupes, par des niveaux gréseux ou carbonatés riches en quartz et par quelques passées lumachelliques à huîtres dans la première moitié de la séquence qui se termine par un ensemble de marno-calcaires et calcaires micritiques et biomicritiques (identiques à ceux des séquences 1 à 5) couronnés finalement par une brèche, de quelques décimètres, à éléments de laminites stromatolitiques. La séquence 7 montre les mêmes faciès marneux et calcaires micritiques et biomicritiques et se termine par un banc de biomicrites à dasycladales dont la surface est complètement bioburbée par des terriers thalassinoïdes.

Par rapport à la coupe de Mechra Homadi ouest qui offre une plus grande variété de faciès, celle-ci ne présente en fait que deux types principaux de dépôts correspondant à des boues argilo-carbonatées et des boues carbonatées de vasières protégées du domaine infratidal.

3 - La coupe du flanc sud du Jbel Kerker.

Du petit douar d'Imînoûnene jusqu'au point coté 758 de l'Adrar Kerker (feuille de Tistoutine au 1/50000), une coupe partielle mais continue sans lacune de visibilité sur environ 300 mètres permet, en plus de l'analyse sédimentologique, d'effectuer une étude micropaléontologique des algues et surtout des foraminifères dont certains appartiennent aux espèces nouvelles décrites par Hottinger (1967).

Les 2 séquences majeures SI et SII ont été reconnues avec les séquences principales 3 à 5 pour SI et 6 à 10 pour SII (fig. 129).

a) La séquence majeure SI.

La séquence 3 montre, au-dessus de quelques mètres de dolomies, un ensemble de calcaires micritiques et biomicritiques à dasycladales et foraminifères à intercalations de calcaires argileux ; elle se termine par des calcaires légèrement dolomitiques jaunâtres à verdâtres à laminites mécaniques planes perturbées par bioturbation.

La séquence 4 débute par une succession de barres de biomicrites et biosparites à débris grossiers de madréporaires et à oncolites, qui passent progressivement à des biopelmicrites à biopelsparites plus fines puis à des biomicrites (wackestone) renfermant quelques foraminifères, intercalées de niveaux plus argileux. Au-dessus, sur une douzaine de mètres affleurent des dolomies cristallines rousses, dans lesquelles aucune structure, ni élément figuré ne sont reconnaissables. La séquence s'achève avec 5 mètres de micrites et biomicrites à foraminifères et dasycladales dont Macroporella embergeri.

La séquence 5 est assez homogène avec les marnes, micrites et biomicrites habituelles ; ces dernières comportent, à la base de certains bancs,

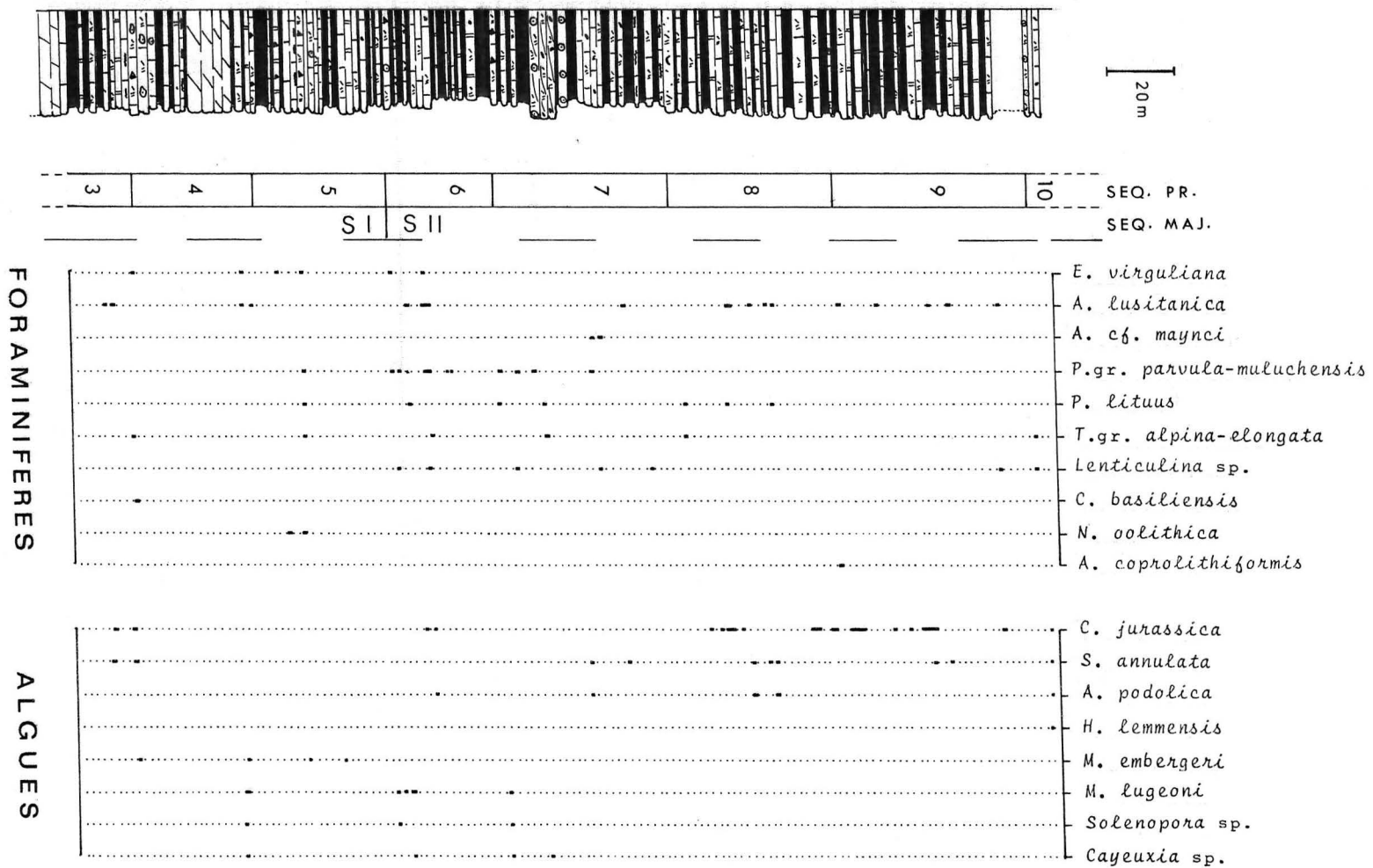


Fig. 129 - Coupe des Marno-calcaires de Bou Rhenja
du flanc sud du Jbel Kerker.

des éléments bréchiques très grossiers, parfois pluricentimétriques, arrondis ou anguleux et de nature variée : micrites sombres, biomicrites et biopelmicrites, le tout lié par une matrice micritique à foraminifères dont Anchispirocyclina lusitanica.

b) La séquence majeure SII.

Les 4 séquences principales complètes (6 à 9) montrent une organisation verticale à peu près identique à celle de la séquence 6 prise comme exemple ; elle permet d'observer les faciès suivants (fig. 130) :

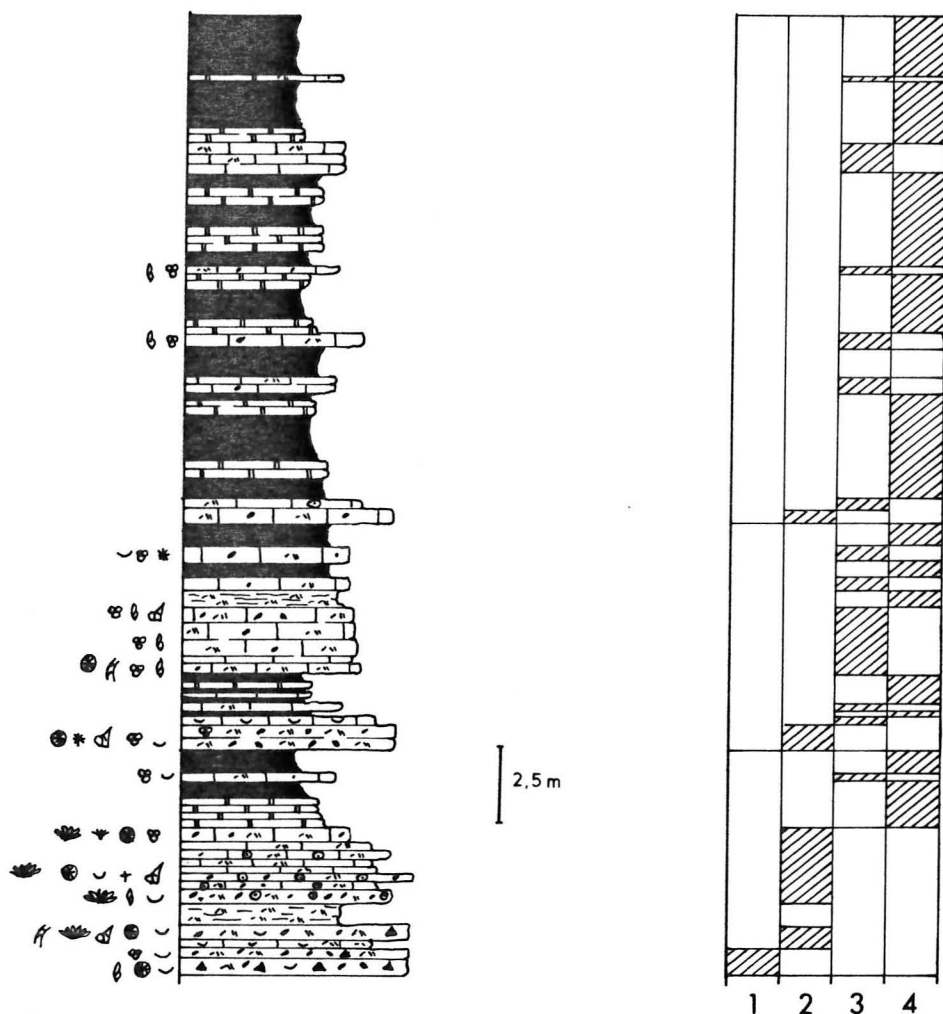


Fig. 130 - Coupe de la séquence principale 6 du flanc sud du Jbel Kerker (1 à 4, légende dans le texte).

- 1 : des biopelmicrites grossières à huîtres, gros lithoclastes, plurimillimétriques à centimétriques de micrites sombres et de grès, le tout donnant un aspect microbréchique. La matrice qui lie ces éléments est finement péloïdale avec quelques débris bioclastiques tels que valves d'ostracodes, coquilles de lamellibranches, plaques d'échinides et du quartz en grains grossiers, arrondis ou automorphes, de taille variant entre 0,3 et 0,5 mm.

- 2 : des biopelmicrites à biopelsparites grossières à péloïdes issus de la micritisation des bioclastes et à débris variés plus ou moins arrondis (échinides, gastéropodes, thalles de Marinella lugeoni, dasycladales et foraminifères). Une certaine proportion de grains (5 à 10%) sont recouverts d'un mince cortex oolitique épousant la forme du nucleus, le plus souvent arrondi, de nature péloïdale ou bioclastique. Le quartz, en grains détritiques ou anthigènes, de 0,3 à 0,5 mm, ne dépasse pas 5%.

- 3 : des biopelmicrites fines (wackestone) à dasycladales, ostracodes et foraminifères.

- 4 : des micrites et micrites argileuses ne renfermant que de rares débris bioclastiques, généralement des ostracodes et des favréines.

De manière générale, les biopelmicrites microbréchiques à huîtres (1) se rencontrent à l'extrême base des séquences principales ; elles correspondent à des faciès de transgression à éléments de soubassement remanié (toit de la séquence précédente). Les biopelmicrites et biopelsparites grossières (2) représentent des sables bioclastiques micritisés de bordure plus ou moins agitée ; les biopelmicrites, micrites et micrites argileuses (3 et 4) sont des dépôts de vasières protégées de plate-forme interne.

c) Aspect micropaléontologique.

- les foraminifères.

Les genres et les espèces sont relativement variés et le nombre d'individus, généralement élevé. Les formes les plus caractéristiques sont : Everticyclammina virguliana déjà présente dans les faciès marno-calcaires de la formation sous-jacente, Anchispirocyclina lusitanica en abondance, Anchispirocyclina cf. maynci plus rarement et des pseudocyclammines avec P. lituus et P. gr. parvula-muluchensis très abondantes dans les séquences 6 et 7. On rencontre également, dans les faciès ouverts à dominante sableuse : des trocholines (T. gr. alpina-elongata), des lenticulines et Conicospirillina basiliensis. Accessoirement dans les faciès vaso-sableux ou sablo-vaseux, on note la présence de Nautiloculina oolithica, Mesoendothyra sp., Valvulina cf. lugeoni, Epistomina sp., Daxia (Freixialina) planispiralis et Ammobaculites coprolithiformis. Enfin, on observe également les petits foraminifères habituels comme les miliolidés, les ataxophragmiidés et les ophtalmiidés.

- les algues.

Les plus abondantes sont les dasycladales, dans les faciès boueux, avec Clypeina jurassica et Salpingoporella annulata et plus accessoirement Actinoporella podolica, Heteroporella lemmensis et Macroporella embergeri.

Les algues encroûtantes sont relativement abondantes dans certains faciès sableux avec Marinella lugeoni et Cayeuxia sp. auxquelles s'ajoute plus rarement Solenopora sp.

Le cortex des oncolites est constitué, dans certains cas, de "thalles" à structure tubulaire ou cellulaire attribuables à Lithocodium aggregatum et à Bacinella irregularis.

4 - La coupe du flanc nord du Jbel Kerker.

Située à 10 km au NW de la précédente, elle permet d'étudier la plus grande partie de la seconde séquence majeure (SII) et d'observer le passage continu avec la formation terrigène sus-jacente (F. du Jbel Naach, Hamel, 1968).

Globalement, par rapport aux coupes des autres secteurs, celle-ci (fig. 131) montre des variations notables dans la nature des faciès, qui deviennent nettement plus carbonatés et plus grossiers. Dans les quatre séquences principales, pratiquement complètes (7 à 10) de la figure 131, on observe que :

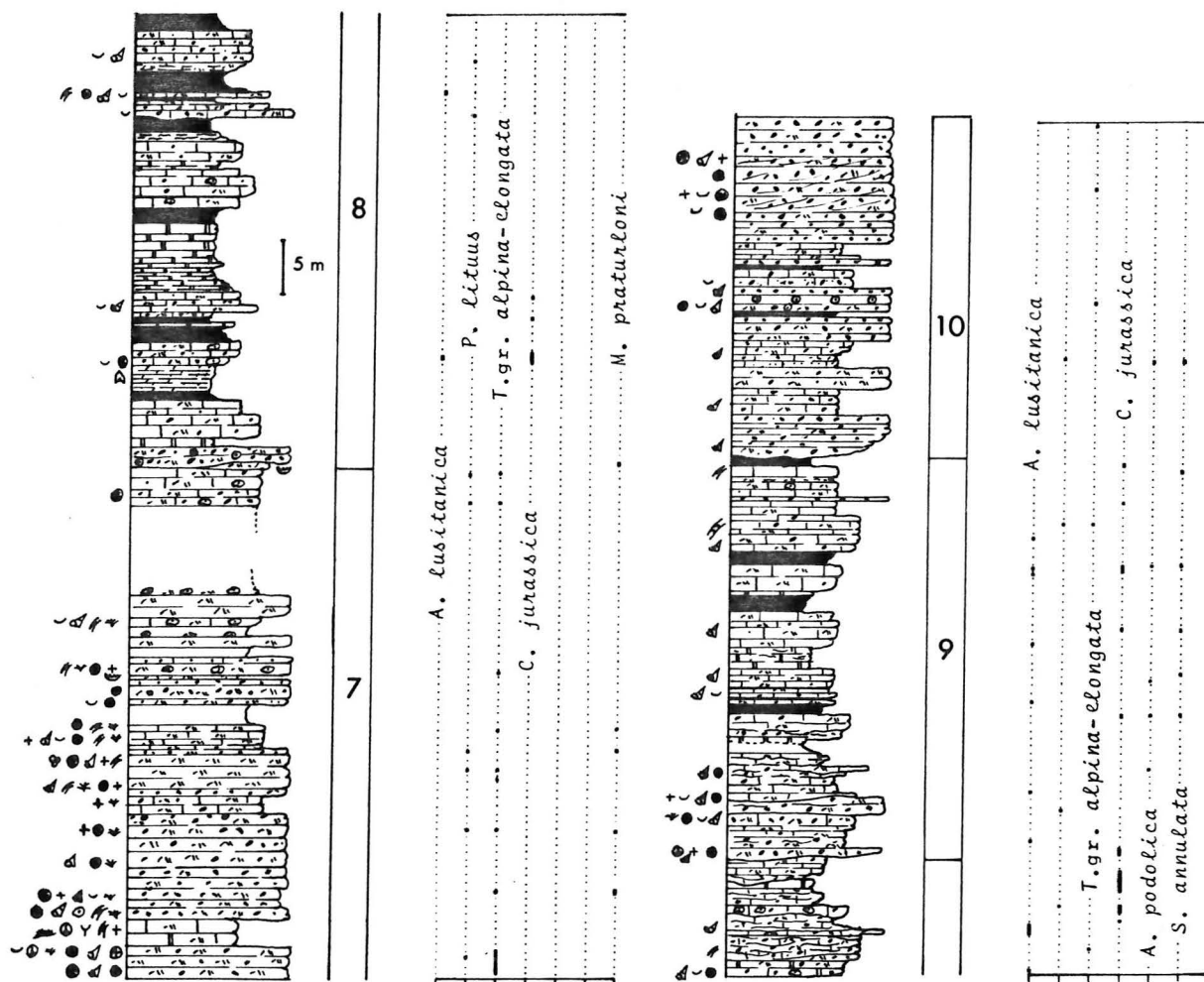


Fig. 131 - Coupe des Marno-calcaires de Bou Rhennja sur le flanc nord du Jbel Kerker.

- la séquence 7 comporte, sur une trentaine de mètres environ, un ensemble de biosparites grossières à nombreux débris de madréporaires, partiellement ou totalement micritisés et de biopelsparites à biopelmicrites grossières à algues (nombreux thalles de Cayeuxia, fragments de macroporelles et quelques oncolites). Après une lacune de visibilité de 10 mètres environ, elle se termine par 5 m de pelmicrites à oncolites à Bacinella et Lithocodium ;

- la séquence 8 débute par un niveau biostromal, de quelques décimètres d'épaisseur, à petites colonies entières de madréporaires à peine fragmentées, incluses dans un liant biomicritique. Ce niveau passe verticalement, mais aussi latéralement, à 2 mètres de pelsparites finement litées dont une bonne partie des grains sont couverts d'un mince cortex oolitique. Au-dessus, se développe, sur une cinquantaine de mètres, un ensemble de biomicrites et biopelmicrites (wackestone à packstone) à dasycladales (clypéines essentiellement) et foraminifères (anchispirocyclines) admettant plusieurs intercalations de calcaires argileux verdâtres à jaunâtres.

- la séquence 9 diffère de la précédente par la présence à la base, d'un niveau de 5 m d'épaisseur de biopelmicrites à biopelsparites à gros gastéropodes (dont des nérinées) qui tronque les marnes sous-jacentes. Le reste de la séquence se compose de biomicrites et biopelmicrites à dasycladales et foraminifères.

- la séquence 10 est constituée de 5 petites unités, à surface basale légèrement ravinante ou plane, comprenant un terme grossier de biosparites à biopelsparites riches en trocholines et un terme plus fin de biopelmicrites à dasycladales. Elle se termine par une grosse barre, de 15 m de puissance, de biosparites et biopelsparites très grossières à litage parfois oblique. Au-dessus se développent les argiles sableuses rougeâtres et les grès de la Formation du Jbel Naach.

Du point de vue micropaléontologique, les foraminifères et les algues sont les mêmes que ceux de la coupe du flanc sud ; à noter cependant l'abondance des trocholines (*T. gr. alpina-elongata*) et la présence de débris de Macroporella praturloni dans les faciès sableux des séquences principales 7 et 8.

5 - Relations entre les coupes.

Les corrélations séquentielles illustrées par la figure 126 permettent la réalisation d'une coupe schématique et interprétative, certes partielle, mais qui rend bien compte de la complexité de détail et surtout des passages latéraux de faciès, selon une polarité proximale-distale du secteur de Mechra Homadi au SE jusqu'au flanc septentrional du Kerker au NW (fig. 132) :

- l'épaisseur totale de chacune des quatre coupes n'est pas connue, cependant, si l'on considère les séquences principales homologues, on constate que leur puissance augmente assez régulièrement du SE au NW ; ceci indique une subsidence plus forte (compensée en grande partie par le comblement) dans la partie distale du dispositif ;

- l'organisation séquentielle est complexe, de manière générale, les séquences principales, excepté la dernière (séquence 10), comportent :

. à Mechra Homadi ouest, des marnes et calcaires de plate-forme interne, surmontés par un ou plusieurs niveaux à laminites ;

. à Mechra Homadi est, également des marnes et calcaires de plate-forme interne ; les niveaux à laminites étant, dans cette coupe, plus rares (séquence 6 seulement). Les discontinuités entre les séquences sont matérialisées par des surfaces perforées ou même bréchifiées par perforation et bioburbation ;

. au Jbel Kerker, un terme basal de bordure bioclastique, à éléments bréchiques remaniés (Kerker sud surtout) et un terme supérieur

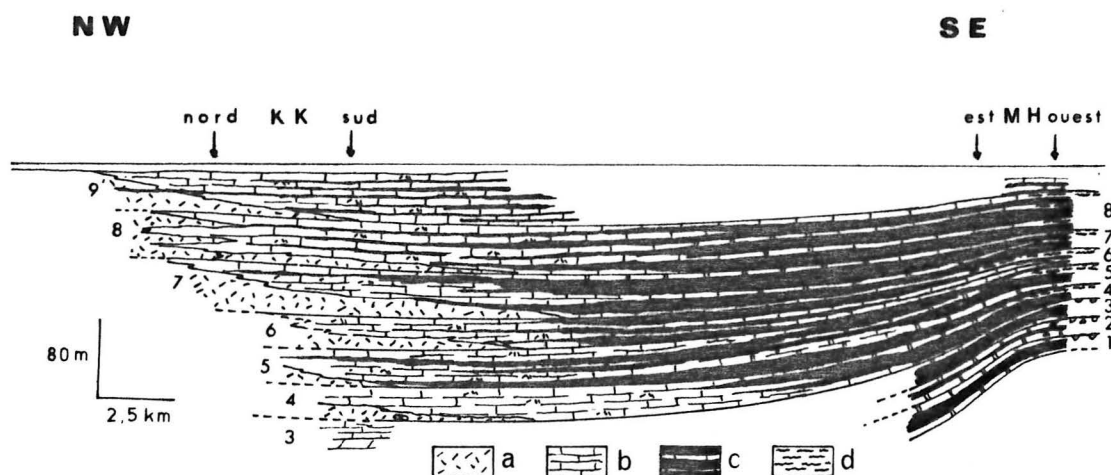


Fig. 132 - Organisation possible des corps sédimentaires de la Formation des Marno-calcaires de Bou Rhennja, le long du profil type (a : bordure sableuse, b : plate-forme interne carbonatée, c : plate-forme interne argilo-carbonatée, d : domaine margino-littoral à laminites stromatolitiques).

carbonaté de plate-forme interne à dasycladales un peu plus marneux sur le flanc sud et un peu plus calcaire sur le flanc nord.

- l'organisation latérale des domaines sédimentaires, déduite de la répartition des faciès, laisse clairement apparaître du NW vers le SE :

- . une zone où dominent les milieux sableux de bordure, localisée au flanc nord du Kerker ;
- . une zone mixte où alternent milieux sableux de bordure et milieux sablo-vaseux de plate-forme interne, abritant des algueraies à dasycladales ;
- . une zone de plate-forme interne, caractérisée par une sédimentation boueuse et par l'abondance des apports terrigènes argileux, s'étendant depuis le Kerker jusqu'à Mechra Homadi est ;
- . une zone de passage de la plate-forme boueuse au domaine margino-littoral, également boueux, d'estran et de lagunes, soit sursalées, soit dessalées.

La séquence 10, visible dans son intégralité au Kerker nord seulement, correspond, comme au Jbel Bou Rhennja (coupe-type), à l'amorce de la transgression berriasienne qui atteindra son ampleur maximale lors du dépôt des sédiments terrigènes de la Formation du Jbel Naach.

B - CONCLUSION

L'étude lithologique et séquentielle le long du profil-type a donc permis de mettre en évidence les principales subdivisions et de corrélérer les divers corps sédimentaires mis en place dans des environnements de bordure et de plate-forme interne très protégée.

Les domaines externes de talus et de bassin n'ont pas été analysés ; ils ont été reconnus, par Kerchaoui (1985) plus au Nord dans les Beni Ifrou, zone très déformée et métamorphisée, ne permettant pas d'effectuer une étude sédimentologique détaillée et précise. Il semble, d'après Kerchaoui, que les faciès les plus distaux puissent correspondre à des marno-calcaires et des calcaires à entroques, plus ou moins conglomératiques, renfermant des radiolaires (Unité de Ouiksane) et des calpionelles (Calpionella alpina, au Jbel Mekrane).

Dans la partie occidentale du Gareb, les données de la coupe levée par Benest et Donze (1980) permettent de déduire un cadre sédimentaire proche de celui de Kerker S, où alternent milieux de bordure et de plate-forme interne.

Dans la région de Taourirt, il semble que la Formation de Bou Rhennja ne se soit pas déposée ou bien qu'elle ait été érodée immédiatement après son dépôt. En effet, au Guelb el Hayar, petit massif au SE de la ville, les dolomies de la Formation d'Ahmar Lakhdar sont recouvertes en discordance par un ensemble à dominante terrigène, à marnes sableuses et grès rouges, qui représente très vraisemblablement un équivalent latéral de la Formation du Jbel Naach, mise en place lors de la transgression berriasienne.

III - LES ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES

Comme pour les formations précédentes, les marqueurs stratigraphiques principaux sont les foraminifères benthiques et les algues dasycladales auxquels s'ajoutent quelques très rares calpionelles.

1 - Les foraminifères.

- Everticyclammina virguliana, abondante dans les faciès marno-calcaires de la Formation d'Ahmar Lakhdar, est de nouveau très fréquente dans les niveaux marno-calcaires des séquences principales 1 à 8 ;

- Anchispirocyclina lusitanica, débute à l'extrême base de la Formation de Bou Rhennja et disparaît à 30 ou 40 m du sommet dans la séquence 9 des deux coupes du Jbel Kerker ;

- Pseudocyclammina gr. parvula-muluchensis, déjà signalée dans la Formation des grès des Beni Ourimeuch réapparaît à la base des Marno-Calcaires de Bou Rhennja et ne dépasse pas la septième séquence principale.

2 - Les algues.

- Clypeina jurassica est présente jusqu'au sommet de la séquence principale 9 et ne semble pas atteindre la dixième, peut-être en raison des modifications importantes du régime sédimentaire qui ne permet plus à cette espèce fragile de milieu calme, de subsister ;

- Heteroporella lemmensis, Macroporella embergeri apparaissent

sporadiquement dans toute la formation ;

- Actinoporella podolica débute au niveau de la séquence 6 (Jbel Kerker) et est présente dans les faciès vaseux jusqu'au sommet de la séquence 9 ;

- Macroporella praturloni est fréquente dans les faciès sableux des séquences 7 et 8 au Kerker nord ;

- Kopetdagaria iailaensis n'a été observée que dans la séquence 10 de la coupe-type du Jbel Bou Rhennja.

3 - Les calpionelles.

Elles n'ont été observées que dans un seul niveau de la séquence 8 de la coupe de Mechra Homadi ouest, agglutinées aux tests d'anchispirocyclines. L'espèce reconnue est Crassicolaria intermedia qui caractérise la zone A du Tithonique supérieur.

4 - Age de la formation.

Dans le domaine mésogéen, l'espèce Anchispirocyclina lusitanica, est considérée par de nombreux auteurs comme caractéristique du Portlandien et du Berriasien basal. Sa présence jusqu'à une quarantaine de mètres du sommet de la formation permet de penser que celle-ci est en grande partie portlandienne, attribution confirmée par la présence de Crassicolaria intermedia dans le dernier tiers de la formation.

D'autre part, la Formation d'Ahmar Lakhdar sous-jacente, a été datée par analogie avec ses homologues d'Algérie occidentale, du Portlandien inférieur ; on peut supposer que la base des Marno-calcaires de Bou Rhennja appartient peut-être encore à un Portlandien inférieur élevé ou alors au Portlandien supérieur.

L'algue dasycladale Kopetdagaria iailaensis, observée dans la séquence principale 10 du sommet de la coupe-type, caractérise d'après Bassoullet et al. (1979) le Néocomien basal et semble débiter habituellement dans le Berriasien moyen-supérieur. Le sommet de la formation pourrait donc déjà faire partie du Berriasien moyen à supérieur.

En Algérie, Benest (1985) signale la présence de Protocythere aff. revili, ostracode du Berriasien inférieur dans des niveaux équivalents de ceux de la séquence principale 9. Cela confirme que la partie supérieure des Marno-calcaires de Bou Rhennja appartient déjà au Berriasien.

Enfin, dans le Gareb occidental, Benest et Donze (1980) ont recueilli à la base de la Formation du Jbel Naach sus-jacente, le morphotype A de Protocythere mazenoti qui caractérise la partie supérieure du Berriasien moyen.

De toutes ces données, on peut dater les Marno-calcaires de Bou Rhennja du Portlandien supérieur au Berriasien inférieur à moyen.

Chapitre II

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

* *

Les données de l'analyse lithostratigraphique ont montré dans le chapitre précédent que la plupart des dépôts, exceptés ceux de la bordure bioclastique, étaient très semblables à ceux des Formations de Mechra Klila et d'Ahmar Lakhdar.

Pour cette raison, les principaux faciès déjà décrits ne seront rappelés que pour mémoire, en notant les éventuelles différences, en particulier celles concernant le contenu micropaléontologique.

Dans ce chapitre, ne seront traités que les sédiments des milieux de bordure, de plate-forme interne et du domaine margino-littoral, les dépôts externes de bassin et de talus n'ayant pu être analysés correctement du fait de la complexité tectonique et du métamorphisme de la région où ils affleurent (massif des Beni Bou Ifrouir) et des incertitudes qui en résultent.

I - LES MILIEUX DE BORDURE

Les assises comportant des faciès de bordure affleurent principalement au Jbel Kerker, notamment sur le flanc nord où ils sont le mieux représentés. Deux groupes principaux de faciès ont été définis ; ils caractérisent les environnements de bordure sableuse bioclastique et les milieux oolitiques. Un troisième groupe, les faciès de "transgression", concerne les dépôts plus ou moins bréchiques de la base de certaines séquences principales.

A - LES FACIES DE BORDURE SABLEUSE BIOCLASTIQUE

Dans les autres formations, notamment dans les Grès des Beni Ourimeuch, les faciès bioclastiques de bordure étaient associés à des bioconstructions à madréporaires de type bioherme ou biostrome. Dans le cas présent, même s'il existe des débris de madréporaires, parfois très abondants dans certains niveaux, aucune véritable bioconstruction n'a pu être observée, soit parce qu'elles ont été complètement démantelées après leur mort, soit à cause du nombre restreint d'affleurements épargnés par une importante dolomitisation secondaire dans le secteur où elles auraient pu se trouver.

1 - Les biosparites grossières à débris de madréporaires micritisés.
faciès Bs1.

Ces biosparites s'observent essentiellement dans la séquence 7

des coupes des flancs nord et sud du Jbel Kerker.

Microfaciès.

La fraction sableuse est caractérisée par l'abondance des fragments de madréporaires qui peuvent représenter de 25 à 30% du total de la roche. Les éléments, plutôt mal classés, de taille souvent supérieure à 1 mm peuvent atteindre plusieurs centimètres ; leur forme est subarrondie ou quelconque mais avec des arêtes émoussées.

Les débris de madréporaires sont bien souvent à peine reconnaissables en raison de la micritisation presque totale qui estompe la structure originelle de leur squelette.

Le reste de la fraction sableuse comporte des radioles et plaques d'échinides, des fragments de colonies de Cladocoropsis mirabilis, de grosses coquilles de lamellibranches et de gastéropodes et quelques rares débris d'algues vertes : thalles de Cayeuxia et segments de dasycladales, en particulier des salpingoporelles (S. pygmae) et des macroporelles (Macroporella sp. et M. praturloni).

La microfaune est représentée par d'abondantes trocholines (T. gr. alpina-elongata) et par Conicospirillina basiliensis, Pseudocyclamina lituus et Lenticulina sp.

Le liant est une sparite intergranulaire à grands cristaux en mosaïque.

Milieu de dépôt.

Le milieu de dépôt de ces biosparites à madréporaires correspond à un secteur de la bordure externe, situé dans l'étage infralittoral.

L'abondance des débris de madréporaires, la taille grossière, et l'absence à l'affleurement d'édifices importants à armature rigide dans les environs immédiats font apparaître ce faciès comme le résultat de la destruction totale de colonies plus ou moins dispersées et du dépôt des produits de ce démantèlement dans ou à proximité de leur milieu de vie où ils seront façonnés ensuite par usure et micritisation avant leur enfouissement définitif.

On peut envisager l'environnement suivant : des fonds sableux bioclastiques sur lesquels se sont installées des colonies de madréporaires, plus ou moins dispersées, mais probablement assez nombreuses. Après leur mort, elles seront fragmentées par érosion mécanique et/ou bioérosion en un sable qui pourra servir de support au développement d'autres colonies qui pourront à leur tour être détruites et alimenter le stock sableux.

2 - Les biopelsparites grossières à algues - faciès Bs2

On les rencontre à l'affleurement en association avec le faciès Bs1 dans les coupes des flancs nord et sud du Jbel Kerker.

Microfaciès.

Ce faciès est caractérisé par un classement plutôt mauvais, en raison de la présence d'éléments bioclastiques de grande taille (jusqu'à 5 à 10 mm) dans une phase granulaire péloïdale plus fine, moyennement à bien classée, de taille comprise entre 0,2 et 0,4 mm.

Les bioclastes grossiers sont en général de forme quelconque, peu arrondis alors que les péloïdes sont, pour la plupart, très usés et de forme subsphérique.

La phase bioclastique grossière est constituée principalement de thalles peu fragmentés d'algues, qui représentent jusqu'à 25 à 30% du volume total de la roche. Elles appartiennent essentiellement au genre Cayeuxia et aux dasycladales (Salpingoporella pygmae, Macroporella sp. et Macroporella praturloni) ; accessoirement s'observent aussi des segments de Boueina et des thalles de Marinella lugeoni. Les autres organismes non micritisés, peu abondants (moins de 10%), sont des coquilles de lamellibranches, des radioles d'échinides et des fragments de madréporaires.

Le reste de la fraction sableuse comporte des péloïdes subarrondis à arrondis, issus très vraisemblablement de la fragmentation puis de la micritisation d'organismes tel que les petits foraminifères, les algues mais aussi les madréporaires dont il subsiste parfois quelques traces de la structure originelle.

La microfaune, moins abondante que dans les biosparites Bs1, est représentée par les mêmes grands foraminifères ainsi que par de petits ataxophragmiidés.

Le liant est, dans la plupart des cas, sparitique mais peut être aussi exceptionnellement micritique.

Milieu de dépôt.

Il est très certainement voisin de celui du faciès précédent ; on observe assez souvent des passages verticaux entre Bs1 et Bs2 et les faciès mixtes sont relativement fréquents.

Les biopelsparites Bs2 proviennent en fait d'un sédiment constitué d'un mélange entre un sable péloïdal fin évolué (fragmenté, micritisé, usé) et des éléments grossiers d'origine algale, généralement peu brisés. Le sable fin péloïdal a vraisemblablement pris naissance à partir des sables grossiers à madréporaires (certains péloïdes présentent encore des fantômes de la structure primaire) dont ils constituent l'évolution latérale normale après avoir subi un tri granulométrique par transport et une usure hydrodynamique et biologique. Ce stock à péloïdes se mélange ensuite aux algues qui vivaient soit sur le fond sableux péloïdal lui-même, soit dans des milieux très proches.

Les biosparites Bs2 correspondent donc à un sédiment mis en place sur la bordure de la plate-forme, latéralement ou en arrière des milieux sableux à madréporaires.

3 - Les pelsparites finement litées - faciès Bs3

A l'affleurement, elles sont associées aux deux faciès précédents dans le secteur du Jbel Kerker. Généralement superposées au faciès Bs2, elles se présentent en bancs, de quelques décimètres d'épaisseur, montrant un litage plan horizontal à lits, parfois granoclassés, de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur.

Microfaciès.

Le classement est toujours très bon, aussi bien dans les lits un peu plus grossiers dont la taille moyenne des grains varie de 0,2 à 0,3 mm que dans les lits plus fins à éléments de taille comprise entre 0,08 et 0,15 mm.

La fraction granulaire est composée pour l'essentiel de péloïdes ovoïdes ou sphériques (50% du volume total de la roche) et de petits foraminifères (miliolites et ataxophragmiidés). Dans certains cas, une partie des péloïdes sont recouverts d'un mince film oolitique discontinu correspondant au tout premier stade d'oolitisation ou d'une seule couche corticale continue (oolites superficielles analogues à celles du faciès Bo1).

Les débris bioclastiques non micritisés sont extrêmement rares dans ce faciès ; lorsqu'ils existent, ce sont des fragments de coquilles de lamellibranches, de petits radioles et des plaques d'échinides, disposés parallèlement au litage.

Milieu de dépôt.

Ces pelsparites correspondent à d'anciens sables fins lités, bien calibrés, parfois granoclassés ayant constitué des fonds horizontaux dans un environnement d'énergie modérée à faible. De tels dépôts se sont vraisemblablement mis en place, après transport puis délestage par les courants dans une zone très peu profonde de la bordure, située latéralement ou en arrière des sables grossiers à madréporaires et à algues.

Dans certains cas, ces sables fins péloïdaux ont servi de support pour l'encroûtement oolitique, ce qui laisse supposer que milieux à péloïdes et milieux oolitiques devaient être étroitement liés et que leurs positions paléogéographiques dans le dispositif de bordure étaient relativement proches, sinon confondues.

4 - Les pelmicrites et pelsparites grossières à débris micritisés - faciès Bi2

Ce faciès, déjà observé dans la Formation de Mechra Klila, dans les assises de base de la région d'Hassi Berkane et d'Aklim, diffère peu de ce qui a été décrit.

La phase granulaire, plutôt mal classée, est de nature essentiellement péloïdale avec accessoirement des débris de gastéropodes, échinides et dasy-cladales.

La microfaune déterminable est composée de grands foraminifères (trocholines, pseudocyclammines et lenticulines) et la microflore comporte des salpingoporelles et des macroporelles.

En réalité ce faciès est assez analogue à Bs2, il en diffère par une moins grande abondance des algues et par une phase matricielle le plus souvent micritique.

A l'affleurement, le faciès Bi2 se rencontre, soit au-dessus des faciès Bs1 ou Bs2, soit à la base des séquences élémentaires ou principales de plate-forme interne du Jbel Kerker.

Du point de vue de l'environnement, les pelmicrites et pelsparites grossières Bi2 correspondent à des sables vaseux et à des sables mis en place dans la partie interne de la bordure, zone relativement protégée assurant la transition avec la plate-forme interne.

B - LES FACIES DE BORDURE OOLITIQUE

Les assises comportant des calcaires oolitiques de bordure sont peu fréquentes, elles s'observent à la base de la séquence principale 8 du Kerker nord (fig. 131) et dans quelques séquences du Kerker sud.

Deux types principaux de faciès oolitiques ont été différenciés :

- le faciès Bo1, à oolites plutôt mal calibrées, comportant des grains à couches corticales peu épaisses, héritées de la forme du nucleus et des grains ovoïdes à sphériques à cortex bien développés. Ce faciès est identique au faciès BoB des Grès des Beni Ourimeuch et peut donc être considéré comme caractéristique du milieu oolitisant ;

- le faciès Bo2, à oolites bien calibrées, de forme généralement sphérique, est un équivalent de BoC des Grès des Beni Ourimeuch et représente donc des dépôts d'accumulation.

Dans les deux cas, les nucleus sont, le plus souvent, constitués de péloïdes et plus rarement de bioclastes (petits gastéropodes, débris algaires, fragments d'oursins et de lamellibranches).

Un troisième faciès comportant des oolites a également été mis en évidence ; il correspond aux oomicrites et bioomicrites à lamellibranches Bi1 (cf. 2ème partie, chap. II, § II, B, 1) observées dans les Calcaires du Terni au Guern Saka et au Jbel Bou Hajjer. Ce faciès affleure sur le flanc sud du Jbel Kerker, dans la partie basale des séquences principales 6, 7, 8 et 9, juste sous les sédiments de plate-forme interne. Leur signification, en terme de paléomilieu, est la même que celle invoquée pour leur équivalent des Calcaires de Terni, à savoir, un environnement protégé en marge ou en arrière des milieux agités générateurs d'oolites.

C - LES FACIES DE TRANSGRESSION

Sous ce terme sont désignés des calcaires bréchiques ou à éléments microbréchiques que l'on observe dans les premiers décimètres de la base de

plusieurs séquences élémentaires et principales du flanc sud du Jbel Kerker (séquences 4, 5, 6 et 7).

Deux types principaux de faciès ont été distingués : les brèches et les biomicrites à huîtres et à éléments bréchiques dispersés.

1 - Les brèches.

On les rencontre à l'affleurement, à la base de certaines séquences élémentaires, notamment dans la séquence principale 5 (voir fig. 129).

Les éléments constitutifs sont de gros lithoclastes plurimillimétriques à pluricentimétriques, de forme arrondie. Ils sont de nature assez variée et correspondent toujours à des sédiments remaniés de plate-forme interne protégée (micrites, biomicrites, biopelmicrites).

La phase de liaison est une micrite ou une dolomicrosparite renfermant quelques foraminifères (anchispirocyclines et pseudocyclammines).

Interprétation.

Ces niveaux bréchiques tronquent généralement les marnes ou les calcaires de plate-forme interne des séquences sous-jacentes. Ils résultent vraisemblablement d'un remaniement de sédiments indurés du fond de la plate-forme interne, conséquence de modifications probablement morphologiques, liées à un abaissement brutal du fond (à-coup de la subsidence). Les éléments ainsi arrachés au fond sont ensuite usés puis redéposés avec les sédiments de la base de la séquence suivante.

2 - Les biomicrites à huîtres et à éléments bréchiques dispersés.

A l'affleurement, elles forment des bancs irréguliers, de couleur jaunâtre à rousse, à aspect grossier très caractéristique, à la base des séquences principales 6 (voir fig. 130) et 7 du flanc sud du Jbel Kerker.

Les éléments principaux sont les débris de coquilles d'huîtres et les lithoclastes. Ces derniers, de taille plurimillimétrique et de forme arrondie, correspondent, pour la plupart, à des fragments de calcaires micritiques ou de biomicrites de plate-forme interne et accessoirement à des fragments de grès fins à ciment carbonaté. Ces deux types d'éléments sont accompagnés de radioles d'échinides, de coquilles de gastéropodes, de quelques foraminifères ainsi que de quelques très rares gyrogonites de characées (base de la séquence 7). Le liant est soit micritique, soit sparitique.

Interprétation.

Ils ont à peu près la même signification que les brèches précédentes, en relation avec les à-coups de la subsidence qui induisent un enfoncement brusque du fond, l'ouverture sur le milieu marin externe et l'installation de milieu de bordure, aux eaux plus agitées qui remanient les sédiments indurés du fond préexistant de plate-forme interne ; ces derniers étant ensuite mélangés avec des dépôts à huîtres de la bordure.

D - CONCLUSION

Les milieux de bordure de la plate-forme sont caractérisés par des sédiments à dominante sableuse : sables bioclastiques et péloïdaux à débris de madréporaires et algues encroûtantes (*Cayeuxia*) ou peu fragiles (macroporelles et salpingoporelles) et sables oolitiques (plus rares) de milieux oolitiques et de milieux d'accumulations.

Le passage avec les dépôts de plate-forme interne s'effectue par l'intermédiaire de sédiments de transition : vaso-sableux à péloïdes en arrière de la bordure bioclastique et vaso-sableux à oolites et huîtres en arrière de la bordure oolitique lorsqu'elle existe.

II - LA PLATE-FORME INTERNE

Plus encore que pour les dépôts de bordure, les sédiments de plate-forme interne sont parfaitement identiques à ceux des Formations de Mechra Klila et d'Ahmar Lakhdar dans lesquelles quatre types principaux de faciès avaient été définis : faciès Pi1 et Pi2 typiques de la plate-forme interne boueuse proprement dite ou vasière interne et faciès Pi3, Pi4 et Pi5 caractéristiques de la frange littorale infratidale à intertidale, en relais avec le domaine margino-littoral.

Un simple rappel des principales caractéristiques des divers faciès est proposé dans les paragraphes suivants.

A - LES FACIES DE VASIERE

1 - Les biopelmicrites à oncolites - faciès Pi1

Elles sont peu fréquentes et n'ont été repérées que dans quelques bancs des coupes du Jbel Kerker (nord et sud).

Les oncolites, de taille millimétrique à centimétrique, ont également un cortex bien développé à laminations concentriques irrégulières dues à l'activité de Lithocodium aggregatum et de Bacinella irregularis.

La fraction sableuse comporte des péloïdes nombreux et de rares bioclastes (échinides, clypéines).

La microfaune est essentiellement représentée par Pseudocyclamina lituus et par quelques exemplaires de Pseudocyclamina sphaeroïdalis HOTTINGER, accompagnés de valvulinidés dont Valvulina cf. lugeoni et de trocholines.

2 - Les micrites, biomicrites et biopelmicrites fines à dasycladales et foraminifères - faciès Pi2

Comme pour les 2 formations précédentes, c'est le faciès le plus courant. Dans la partie distale de la vasière il est nettement carbonaté alors que dans la zone centrale et proximale il s'enrichit en argiles.

Les éléments figurés principaux (15 à 20%) sont les péloïdes et les bioclastes dont de nombreux débris de dasycladales : clypéines surtout, ainsi qu'Actinoporella podolica, Salpingoporella annulata et beaucoup plus rarement Heteroporella lemmensis et Cylindroporella sp.

La microfaune se compose d'Everticyclammina virguliana dans les faciès un peu plus terrigènes de la séquence majeure SI, d'Anchispirocyclina lusitanica (très fréquentes) et de Pseudocyclammina gr. parvula-muluchensis. Les petits foraminifères comme valvulinidés, ataxophragmiidés, ophtalmiidés et miliolidés sont également très fréquents ainsi que les ostracodes dont les valves sont le plus souvent disposées dans le plan de litage.

B - LES FACIES DE LA FRANGE LITTORALE

Deux groupes de faciès ont été distingués : d'une part les pelmicrites à pelsparites litées (faciès Pi3) de base d'estran faiblement agité et d'autre part, les biopelmicrites grossières à lamellibranches et échinodermes (faciès Pi4) et les bioosparites et oosparites à fines oolites (faciès Pi5) typiques de la frange côtière à hydrodynamisme modéré à fort.

1 - Les pelmicrites à pelsparites litées - faciès Pi3

Elles affleurent principalement dans les coupes appartenant à la partie proximale du dispositif sédimentaire (coupes de Bou Rhennja et de Mechra Homadi ouest). On les rencontre également dans la coupe du Kerker sud, située en position plus distale, au-dessus de niveaux de plate-forme interne à faciès Pi2 en fin des séquences principales 3 et 7. Ceci implique qu'au moins épisodiquement, certaines zones de la plate-forme interne se sont trouvées, en fin de comblement, à la limite de l'émersion ou même émergées comme l'indique la présence de niveaux à laminites stromatolitiques dans la partie sommitale de la séquence 7 (voir fig. 137) et de gyrogonites de charophytes (certes peu nombreux) dans les microbrèches à éléments remaniés de la base de la séquence 7.

D'un point de vue microfaciès, ces pelmicrites à pelsparites litées ne présentent aucune différence notable par rapport à ce qui a été décrit pour les formations précédentes et ont donc la même signification en ce qui concerne leur milieu de dépôt.

2 - Les biopelmicrites grossières à lamellibranches et échinodermes - faciès Pi4

Ce faciès est fréquent dans les coupes de Bou Rhennja (séquences principales 3, 6 et surtout 10) et de Mechra Homadi ouest (séquences 6 et 7).

Le microfaciès est très peu différent de celui dont la description en a été donnée précédemment (2e partie, chap. II, § II, C, 4) ; les échinides,

les lamellibranches et les péloïdes étant les éléments figurés essentiels et les oolites, les éléments accessoires.

Dans les séquences 6 et 7 de Bou Rhennja et de Mechra Homadi ouest, la microfaune comporte principalement Everticyclammina virguliana et dans la séquence 10 de Bou Rhennja des Ammobaculites ainsi qu'une microflore à Acicularia et Kopetdagaria iailaensis.

En terme de milieu, ces biopelmicrites grossières caractérisent une zone intermédiaire entre la vasière interne et la frange littorale sableuse à forte agitation correspondant au faciès suivant Pi5.

3 - Les biooosparites et oosparites à fines oolites - faciès Pi5

Elles affleurent au Jbel Bou Rhennja (séquences principales 6 et surtout 10) ainsi que les deux coupes de Mechra Homadi (séquence 6).

Cette fois encore peu de différences sont à noter avec le faciès Pi5 déjà décrit (2e partie, chap. II, § II, C, 5). Les éléments figurés dominants sont les oolites à fines enveloppes corticales épousant la forme du nucleus et les bioclastes constitués en majorité de débris de lamellibranches et d'oursins et accessoirement de fragments de bryozoaires. Dans certains niveaux de la séquence 10 de Bou Rhennja abondent des agrégats dont les grains sont des aciculaires nombreux, des oolites et des petits débris bioclastiques arrondis.

Dans ces niveaux, la microfaune est peu abondante : quelques pseudocyclammines dans la séquence 6 des différentes coupes et des lenticulines ainsi qu'Ammobaculites coprolithiformis.

C - CONCLUSION

Les dépôts de plate-forme interne correspondent à des boues et boues sableuses de vasière, plus carbonatées dans la partie externe et plus argileuses dans la partie centrale et proximale, mises en place dans les eaux calmes, protégées, de l'étage infralittoral. Dans la zone de passage au domaine margino-littoral, les sédiments sont des sables vaseux et sables fins péloïdaux lités, de base d'estran faiblement agité ou des sables vaseux et sables bioclastiques et oolitiques dans le cas d'un estran modérément à fortement agité.

III - LE DOMAINE MARGINO-LITTORAL

Dans les formations carbonatées précédentes, les dépôts du domaine margino-littoral ont été caractérisés par des pelsparites, pelmicrites et micrites à structures algo-laminaires. Dans les Marno-calcaires de Bou Rhennja, en plus des sédiments à laminites algaires, s'observe un autre type de dépôts : les marnes et micrites à characées.

1 - Les pelsparites, pelmicrites et micrites à structures algo-laminaires faciès M11

Elles sont très fréquentes au sommet des séquences élémentaires et principales du Jbel Bou Rhennja (séquences principales 1, 5, 7, 8 et 9 ; fig. 124 et 125) et de la coupe de Mechra Homadi ouest (séquences 4, 7 et 8 ; fig. 127 et 128).

Les deux types de faciès décrits dans les Formations de Mechra Klila et d'Ahmar Lakhdar, ainsi que les brèches qui les accompagnent, sont de même nature. Dans certains cas cependant, dans les lames micritiques s'observent de très belles pseudomorphoses de cristaux de gypse.

Deux niveaux à laminites et birds-eyes ont également été rencontrés dans la séquence 7 de la coupe du Kerker sud, au-dessus de dépôts de vasière interne ; ceci tendrait à prouver que, de façon très épisodique, certaines zones de la vasière aient pu, en fin de comblement, entrer dans la zone intertidale et permettre le développement de tapis d'algues à stromatolites.

Remarque : en surface de certains niveaux micritiques de plate-forme interne du Jbel Kerker nord, ont été observés de fines laminations uniquement constituées de micrites, formant des ondulations irrégulières, parfois partiellement détruites (par bioturbation ?), qui présentent un aspect notablement différent des laminites intertidales. L'origine de ces structures est incertaine, néanmoins, on peut envisager, à titre d'hypothèse, le piègeage de boues carbonatées par des voiles algaires recouvrant le fond. L'image, que l'on peut se faire de cela, est celle d'un fond boueux infratidal, irrégulier, onduleux, avec des "creux et des bosses", couvert de voiles algaires qui piègent les fines particules de boue carbonatée.

2 - Les marnes et micrites à characées - faciès M12

Comme pour le faciès M11, on les observe à l'affleurement dans les mêmes régions, au Jbel Bou Rhennja (dans la partie sommitale de la séquence 5), à Mechra Homadi est (également au sommet de la séquence 5) et à Mechra Homadi ouest (séquences 5, 7 et 8).

Microfaciès.

Les marnes sont de couleur verdâtre, assez homogènes, renfermant des gyrogonites de couleur noirâtre et des ostracodes du genre Fabanella.

Les micrites, de couleur jaunâtre, sont des mudstones et des wackestones dont les éléments figurés sont des gyrogonites de characées (entières ou en débris), des valves d'ostracodes et des "grumeaux" de micrites sombres de forme très irrégulières. Ces particules sont accompagnées de quelques grains de quartz (moins de 1%) de la taille des silts.

Milieu de dépôt.

Il est extrêmement facile à déduire : la présence de characées et de Fabanella qui indiquent des eaux dessalées et la nature principalement micritique de la roche témoignent d'un environnement de type lagune saumâtre à fond boueux.

IV - LES DIFFERENTS TYPES D'ARRANGEMENTS SEQUENTIELS

Trois types principaux d'enchaînements séquentiels ont été définis : les séquences de bordure, les séquences de passage bordure-vasière interne, et les séquences de passage vasière interne-domaine margino-littoral.

A - LES SEQUENCES DE BORDURE

Un bon exemple est donné par deux séquences élémentaires, sensiblement identiques, observées dans la séquence principale 7 de la coupe du Kerker nord (fig. 133).

Dans chaque séquence, l'enchaînement séquentiel des faciès est le suivant :

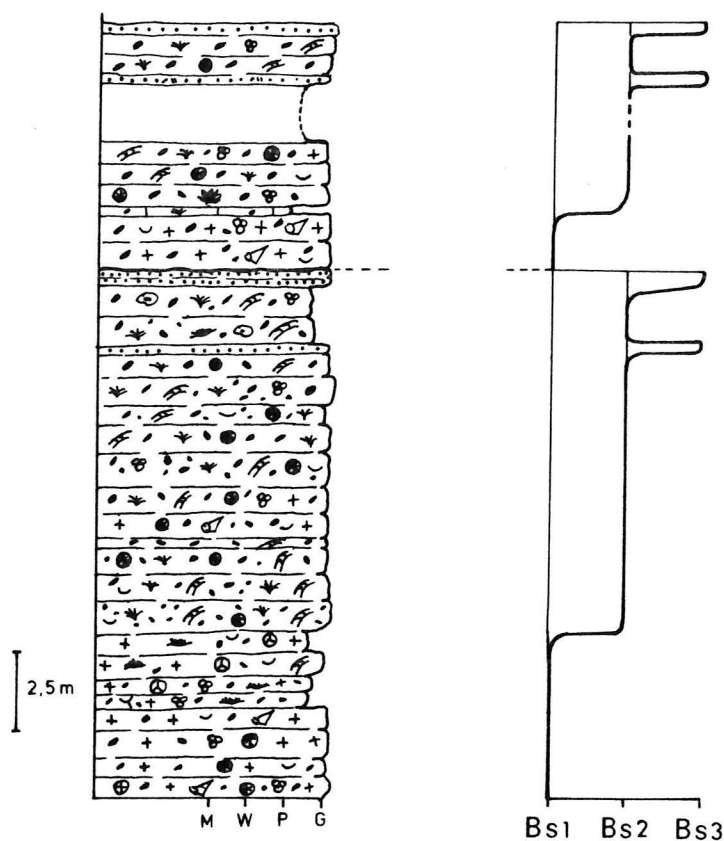


Fig. 133 - Séquences de bordure sableuse (Formation de Bou Rhennja, flanc nord du Jbel Kerker, séquence principale 7 pro parte).

- des biosparites grossières à débris micritisés de madréporaires, typiques du faciès Bs1, se débitant en gros bancs pluridécimétriques sans litage apparent ;
- des biopelsparites grossières à débris algaires, caractéristiques du faciès Bs2. Les algues, très abondantes, sont représentées par Cayeuxia sp., par des salpingoporelles et des macroporelles ;
- des pelsparites Bs3, en bancs ne dépassant pas quelques décimètres, à litage horizontal ou très faiblement incliné (quelques degrés seulement) montrant fréquemment des lits centimétriques de petits péloïdes à granoclasement normal.

Le passage de la première à la seconde séquence est marqué par une surface irrégulière légèrement ravinante.

Interprétation.

Dans ce type d'évolution séquentielle, on relève les caractères suivants :

- un granoclasement positif vertical avec : à la base, les sables grossiers Bs1 dont la taille des grains est souvent supérieure au millimètre, puis les sables bioclastiques et péloïdaux Bs2 comportant une fraction grossière bioclastique et une phase fine péloïdale et enfin les sables péloïdaux fins, lités Bs3 ;
- un tri dimensionnel des éléments quasiment nul pour Bs1, assez bon pour la fraction fine de Bs2 mais globalement assez mauvais, du fait de la présence de gros débris algaires et bon pour les pelsparites Bs3, d'où, pour l'ensemble de la séquence, une amélioration du calibrage du bas vers le haut ;
- le passage vertical des biosparites Bs1 aux pelsparites Bs3 s'effectue assez progressivement sur des épaisseurs plurimétriques à décamétriques ;
- les organismes constituant la fraction bioclastique sont tous infralittoraux ;
- la phase péloïdale de Bs2, ainsi que celle de Bs3, semble issue de l'évolution et du transport de la fraction bioclastique de Bs1 ; les algues de Bs2 étant autochtones ou subautochtones.

Tous ces paramètres permettent de déduire les principaux facteurs et l'organisation de l'environnement :

- le passage vertical progressif d'un faciès à un autre, la diminution de la taille des éléments et l'amélioration du tri granulométrique témoignent d'un transport latéral par des courants lents et réguliers, d'énergie décroissante ;
- les grains sont issus d'un milieu colonisé par les madréporaires, lieu de productivité maximale dans lequel les débris de madréporaires évoluent lentement, par micritisation et usure, en péloïdes arrondis. Ceux-ci sont ensuite transportés par des courants d'énergie décroissante et s'accumulent après délestage, pour les gros, dans une zone latérale (ou plus interne), peu éloignée, bien vannée, où se développent les algues vertes (Cayeuxia et dasycladales) et pour les plus petits, dans une zone un peu plus lointaine et plus protégée mais toujours suffisamment vannée pour interdire le dépôt de boue.

Le dispositif de bordure, schématisé par la figure 134, montre trois aires de sédimentation, exclusivement sableuse, comportant les sables grossiers

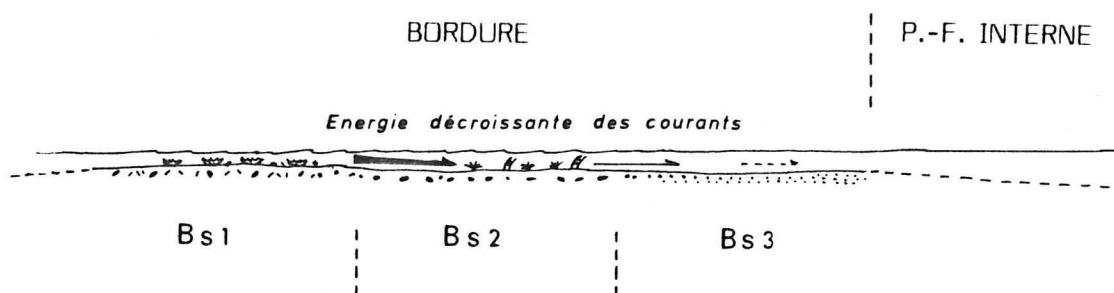


Fig. 134 - Aspect morphologique et répartition des principaux dépôts sur la bordure sableuse.

à madréporaires Bs1, en position distale, les sables péloïdaux à algues Bs2 et enfin les sables péloïdaux fins Bs3 en position plus interne.

B - LES SEQUENCES DE PASSAGE DE LA BORDURE A LA PLATE-FORME INTERNE.

Deux types principaux de séquences de passage de la bordure à la plate-forme interne ont été distingués selon la nature, bioclastique ou oolitique, des dépôts de bordure.

1 - Séquence de passage de la bordure bioclastique à la plate-forme interne.

La première séquence élémentaire relevée à la base de la séquence 8 sur le flanc nord du Jbel Kerker (fig. 135) montre la succession de faciès suivante :

- un banc lenticulaire, épais de 0,2 m, de biopelsparites grossières renfermant quelques petites colonies (ou morceaux de colonies) de madréporaires, de faciès proche de Bs1. Ce banc passe latéralement, en quelques mètres et verticalement à des pelsparites fines, litées, comportant 15 à 20% de péloïdes oolitisés (oolites superficielles), typiques du faciès Bs3 ;

- sur un peu moins d'un mètre d'épaisseur, des micrites bleutées (mudstone à wackestone de faciès Pi2 dans lesquelles s'observent quelques coquilles de lamellibranches et de gastéropodes ;

- des biopelmicrites (wackestone) à oncolites et à rares débris de clypéines, proches du faciès Pi1 ;

- des biomicrites gris-clair en gros bancs, pétries de segments de *Clypeina jurassica*, passant progressivement à des marnes blanches d'abord légèrement bioclastiques puis complètement azoïques ;

- enfin, couronnant le tout, des dolomicrosparites ocre, chargées d'oxydes de fer et renfermant quelques pseudomorphoses de gypse.

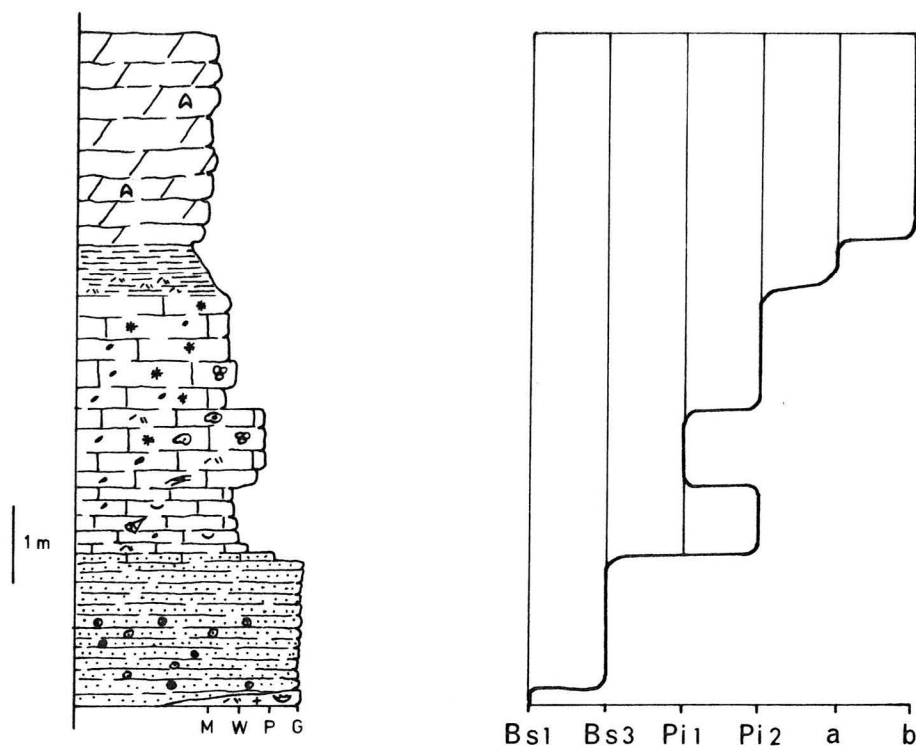


Fig. 135 - Séquence montrant le passage de la bordure sableuse à la plate-forme interne (Formation de Bou Rhennja, flanc nord du Jbel Kerker, base de la séquence principale 8). a : marnes blanches, b : dolomicrosparites ocrés à pseudomorphoses de gypse.

Interprétation.

Les dépôts de bordure sableuse bioclastique et péloïdale sont les mêmes que ceux de la séquence décrite dans le paragraphe précédent et ont, par conséquent, la même origine.

Les sédiments de plate-forme interne correspondent essentiellement à des vases carbonatées, plus ou moins sableuses, classiques des milieux protégés, avec des péloïdes issus de la micritisation des bioclastes, des oncolites (encroûtement par *Bacinella-Lithocodium*) et des dasycladales. Les marnes témoignent de l'arrivée, sur la plate-forme interne, de matériaux argileux qui modifient les conditions d'environnement par augmentation de la turbidité des eaux (facteur très influant sur la vie marine) et qui entraînent un changement de la nature du fond, qui devient argilo-vaseux.

Les dolomicrosparites correspondent vraisemblablement à d'anciennes vases confinées, voire sursalées (pseudomorphoses de gypse), dépourvues de vie benthique, dolomitisées secondairement par diagenèse. Cette transformation a pu s'effectuer peu après le dépôt ; en effet, dans les nombreux cas de diagenèse tardive qui affecte tous les dépôts carbonatés des formations sous-jacentes, la recristallisation aboutit à la formation de grands cristaux de dolomite de forme quelconque ou rhomboïdale.

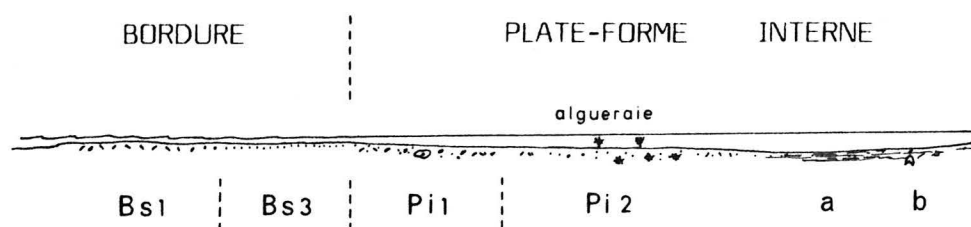


Fig. 136 - Répartition des principaux dépôts de la bordure à la plate-forme interne. a : vases argileuses, b : vases confinées et sursalées

Du point de vue de l'organisation latérale des divers milieux de dépôt, on peut concevoir un dispositif théorique tel que celui de la figure 136, avec :

- la bordure sableuse bioclastique et péloïdale avec Bs1 et Bs3 ;
- la plate-forme interne à fonds vaso-sableux dominés par l'activité algale (micritisation, oncolitisation, production de segments de dasycladales) et à fonds vaseux, en eaux confinées ayant tendance à la sursalure, dans des zones plus ou moins isolées.

Remarque.

Dans bon nombre de séquences, le passage entre les biopelsparites de bordure et les biopelmicrites à oncolites Pi1, s'effectue par l'intermédiaire des pelmicrites grossières à débris micritisés Bi2. Ce faciès est apparenté aux biopelsparites grossières à algues Bs2 ; il en diffère cependant par une moins grande importance des algues, par la fréquence d'une matrice micritique et par la présence de foraminifères de plate-forme interne tel que les anchispirocyclus. Bi2 semble correspondre à des dépôts, un peu plus protégés, reliant les sables de la bordure, sous contrôle dynamique des courants, aux vases des fonds protégés du domaine interne. Ce dispositif sédimentaire est en fait pratiquement identique à celui mis en évidence dans les séquences de base de la Formation de Mechra Klila de la région d'Aklm et d'Hassi Berkane (voir fig. 105 et 106).

2 - Les séquences de passage de la bordure, comportant des sables oolitiques, à la plate-forme interne.

Une suite de séquences élémentaires observées dans la séquence principale 7 de la coupe du flanc sud du Jbel Kerker (voir fig. 126) permet d'étudier les rapports entre dépôts sableux bioclastiques et oolitiques de bordure d'une part et entre sédiments de bordure et de plate-forme interne d'autre part. De bas en haut, on relève la succession suivante (fig. 137) :

- au-dessus des marnes de la séquence précédente, un ensemble oolitique de 4 m d'épaisseur comprenant : d'abord 0,6 m d'oosparites à très petites oolites superficielles et petits péloïdes recouverts d'un mince film

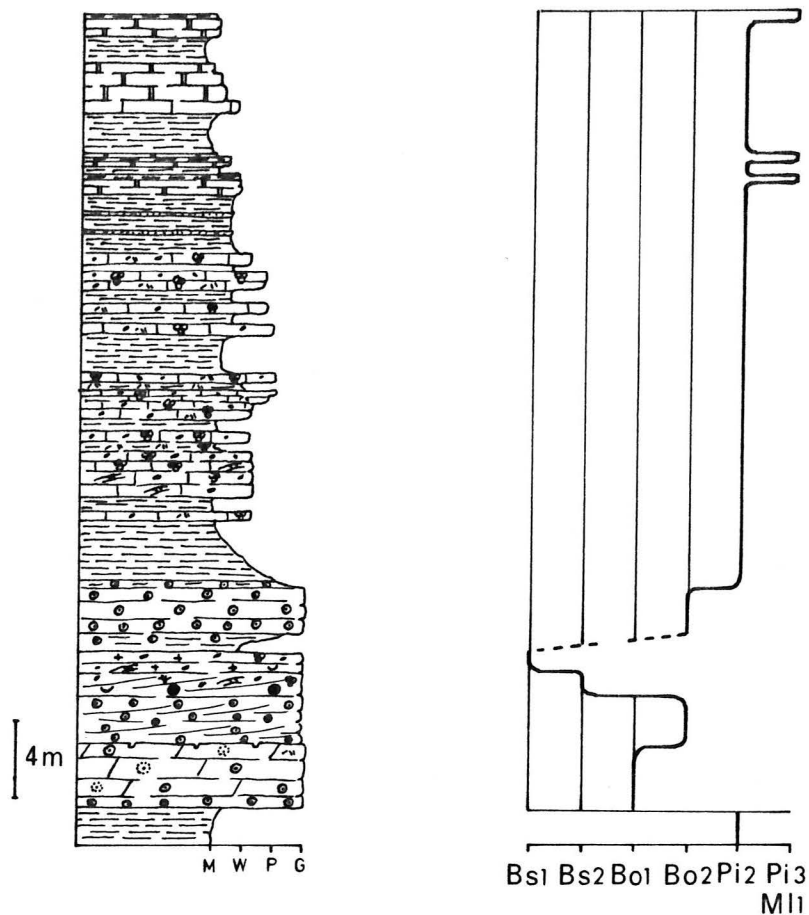


Fig. 137 - Séquences montrant le passage de la bordure oolitique à la plate-forme interne (Formation de Bou Rhennja, flanc sud du Jbel Kerker, séquence principale 7).

oolitique, puis 2,8 m d'oodolosparites à oolites de forme et de taille variable, se terminant par une surface durcie, encroûtée par des huîtres et enfin 2,4 m d'oosparites bien calibrées, à litage oblique entrecroisé ;

- 2,3 m de biopelsparites grossières à algues (*Cayeuxia* et salpingoporelles), typiques de Bs2 et biosparites à débris de madréporaires Bs1 ;

- des marnes (1 m), au départ assez homogènes, s'enrichissant en oolites et passant progressivement à une barre de 2,5 m d'oosparites bien calibrées, se débitant en bancs réguliers à litage horizontal fruste. Le sommet de la barre passe verticalement à des oomicrites argileuses puis finalement à des marnes ;

- un ensemble, d'environ 26 m d'épaisseur, comportant des niveaux argileux intercalés de barres plurimétriques ou de bancs pluridécimétriques de biopelmicrites (wackestone) renfermant des foraminifères (*Anchispirocyclina lusitanica* et *Pseudocyclammina* gr. *parvula-muluchensis*) et des dasycladales (*Salpingoporella annulata* et *Actinoporella podolica*) ;

- enfin, dans les sept derniers mètres, s'intercalent trois petits niveaux à laminites mécaniques et stromatolitiques correspondant à un faciès mixte entre Pi3 et M1.

Interprétation.

Cet arrangement séquentiel correspond à une phase de comblement dont l'évolution s'effectue depuis les milieux de bordure jusqu'aux environnements de plate-forme interne très peu profonds, à la limite de l'émersion ou même émergés temporairement.

La bordure est caractérisée par des dépôts sableux oolitiques appartenant soit aux milieux oolitiques (faciès Bo1) soit à des accumulations de type rides ou cordons (faciès Bo2 à litage oblique) ou à des épandages (faciès Bo2 à litage horizontal fruste). Elle comporte également des sables bioclastiques et péloïdaux à algues (Bs2) ou à madréporaires (Bs1). Les divers dépôts devaient être organisés en bancs sableux ou barres plus ou moins mobiles soumis à l'action hydrodynamique de courants et des vagues.

Ces accumulations sableuses de la bordure ont dû constituer une zone en relief dont le rôle protecteur a permis le développement d'une vasière caractérisée par des fonds boueux, argileux ou carbonatés, peuplés essentiellement par des algues et des foraminifères. Dans certains secteurs de la vasière, en fin de comblement, le fond a même pu s'élever jusqu'à la zone de balancement des marées et former des platiers intertidaux, révélés par les 3 passées à laminites mécaniques et stromatolitiques.

L'organisation horizontale des principaux milieux peut se concevoir de la façon suivante (fig. 138) :

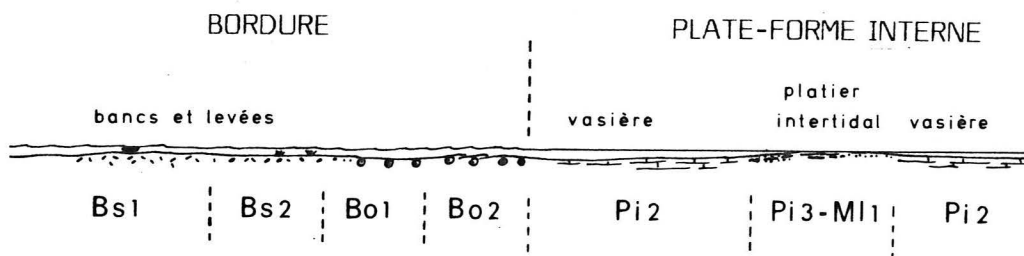


Fig. 138 - Aspect morphologique et organisation des principaux milieux depuis la bordure sableuse jusqu'à la plate-forme interne.

- la bordure, avec des levées et des bancs de sables bioclastiques et oolitiques ;
- la plate-forme interne très protégée avec des zones plus basses infratidales, à sédimentation vaseuse ou sablo-vaseuse et des zones plus hautes ou platiers intertidaux sur lesquels se sont temporairement installées les cyanophycées.

Remarque.

Dans d'autres séquences, le passage, entre dépôts oolitiques de bordure et sédiments de plate-forme interne, peut s'effectuer par l'intermédiaire de bioomicrites à huîtres, de même nature que celles du faciès Bi1 rencontré dans les séquences de base des Calcaires du Terni au Guarn Saka et au Jbel Bou Hajjer (cf. 2e partie, fig. 101 et 102). A priori, elles ont donc la même signification, en terme de paléoenvironnement, c'est-à-dire des dépôts mis en place dans une zone protégée, derrière les barres oolitiques, à fonds à dominante vaseuse, peuplés d'huîtres et recevant périodiquement des oolites issues des barres.

C - LES SEQUENCES DE PASSAGE DE LA PLATE-FORME INTERNE AU DOMAINE MARGINO-LITTORAL.

Elles sont très variées ; trois exemples représentatifs des divers types de passage ont été sélectionnés parmi les nombreuses séquences observées dans les coupes du Jbel Bou Rhennja et de Mechra Homadi ouest.

1 - Séquences montrant le passage d'une zone de vasière littorale, à bancs de lamellibranches, au domaine d'estran.

Une succession de séquences élémentaires, relevées dans la partie basale de la séquence principale 7 de Mechra Homadi est, montre l'organisation verticale suivante (fig. 139) :

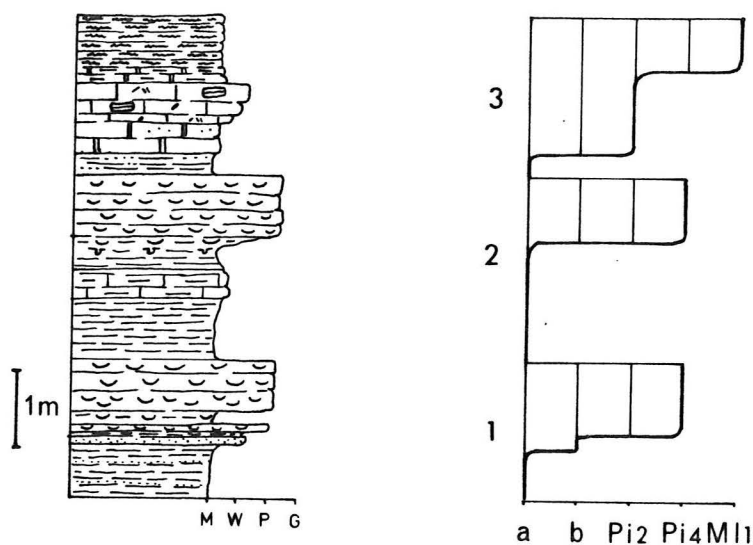


Fig. 139 - Séquences montrant le passage de la vasière littorale à lamellibranches au domaine d'estran (Formation de Bou Rhennja, Mechra Homadi est, base de la séquence principale 7) - a : marno-calcaires verdâtres, b : grès argileux.

- les séquences 1 et 2 comprennent chacune un terme basal, avec des marnes et marno-calcaires verdâtres (a) à passées argilo-gréseuses (b) dans la première et un terme calcaire lumachellique (Pi4) à petites coquilles de lamellibranches, dont de nombreuses huîtres, micritisées à la périphérie et disposées le plus souvent dans le sens du litage, mais aussi de façon quelconque dans les endroits affectés par la bioturbation. En dehors des lamellibranches, les quelques rares éléments représentés sont les gastéropodes, les serpules et les éverticyclamines. Le passage des marnes basales aux lumachelles s'effectue de façon progressive par diminution puis disparition de la fraction argileuse et enrichissement en débris de coquilles ;

- la séquence 3 comporte des marno-calcaires légèrement gréseux (0,3 m) passant à des mudstones renfermant encore du quartz, puis à des pelmicrites à favréines, elles-mêmes surmontées de mudstones plus ou moins argileuses, le tout s'achevant par des calcaires argileux à structures laminées, planes à plus ou moins onduleuses, à birds-eyes, fentes de retrait et faisceaux de lamines bréchifiées. Certaines lamines micritiques renfermant des pseudomorphoses dispersées, de forme cubique, qui correspondent très vraisemblablement à d'anciens petits cristaux de sel.

Interprétation.

Les niveaux argileux (a) et argilo-gréseux (b) sont les dépôts d'une vasière recevant des apports terrigènes abondants. Les lumachelles à lamellibranches correspondent à des accumulations dont les coquilles, issues des milieux à lamellibranches, ont été transportées par les courants et finalement déposées à plat sur des fonds probablement peu éloignés vu le bon état de conservation des coquilles, peu fragmentées et à peine usées.

Les micrites et pelmicrites Pi2 de la séquence 3 sont des dépôts classiques de vasière carbonatée prolongée proximale par des vases à laminites, plus ou moins humectées par des eaux parfois sursalées (cristaux de sel).

De manière générale, le degré d'agitation demeure faible, la fraction matricielle n'est jamais totalement éliminée, même dans les zones d'accumulation des coquilles de lamellibranches.

Le dispositif déduit de l'enchaînement séquentiel des divers faciès peut se concevoir selon le schéma suivant (fig. 140) :

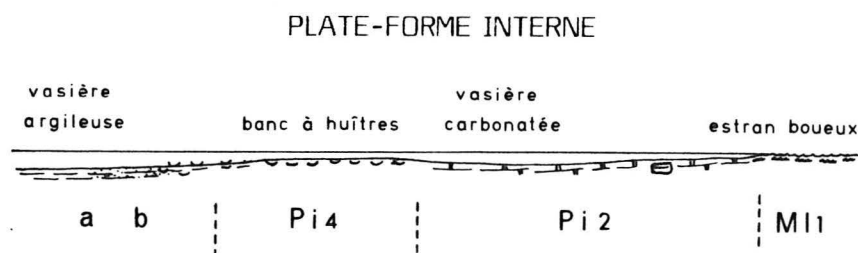


Fig. 140 - Aspect morphologique et organisation des principaux milieux de la vasière littorale au domaine d'estran, a : vases argileuses, b : vases argilo-gréseuses.

- une vasière argileuse à carbonatée abritant localement des communautés à lamellibranches dont les coquilles, après leur mort, s'accumulent sous forme de bancs coquilliers lumachelliques ;
- un estran boueux de faible énergie, à tapis algaires soumis à des émergences temporaires et répétées.

2 - Séquence de passage de la frange côtière vaso-sableuse, bioclastique et oolitique, au domaine margino-littoral lagunaire.

La dernière séquence élémentaire de la séquence principale 6 de Mechra Homadi ouest permet de mettre en évidence la suite de faciès suivante (fig. 141) :

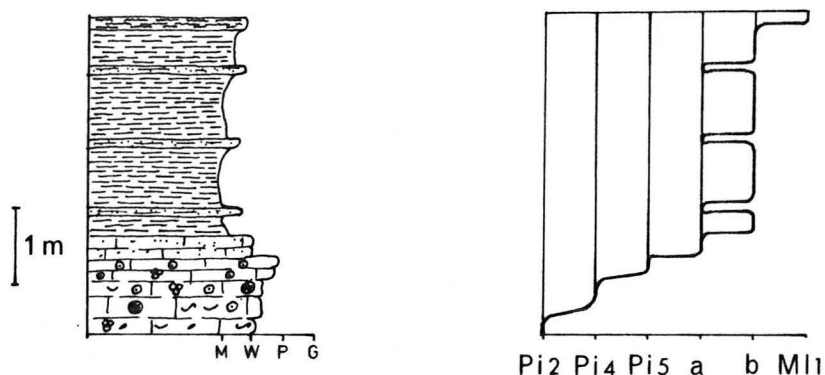


Fig. 141 - Séquence de passage de la frange côtière vaso-sableuse, bioclastique et oolitique, au domaine margino-littoral lagunaire (Formation de Bou Rhennja, dernière séquence élémentaire de la séquence principale 6 de Mechra Homadi). a : marnes vertes, b : grès fins argileux.

- un banc de 0,25 m de biopelmicrites Pi2 (wackestone) renfermant des débris de serpules, d'échinodermes et de lamellibranches, des anchispirocyclines et de très rares oolites à une seule couche corticale ;
- des bioomicrites (packstone) composées des mêmes éléments que précédemment, mais en proportion plus importante, d'où un faciès plus proche de Pi4. Elles sont surmontées par des oomicrites et des oosparites, à oolites superficielles très mal calibrées, assimilables au faciès Pi5 ;
- des marnes vertes (a), de 2,3 m de puissance, avec en intercalations trois niveaux décimétriques de grès fins argileux se débitant en plaquettes centimétriques (b) ;
- des calcaires argileux à structures algo-laminaires (faciès Ml1) qui couronnent la séquence.

Interprétation.

Les biopelmicrites Pi2 représentent des dépôts sablo-vaseux de plate-forme interne protégée ; ils passent progressivement à des sables vaseux à lamellibranches et échinodermes puis à des sables vaseux et sables oolitiques qui caractérisent les environnements de la frange côtière à dominante sableuse, zone peu profonde où l'agitation est modérée à forte.

Les marnes et les grès argileux en plaquettes correspondent aux sédiments d'une vasière recevant d'abondants apports argileux. Ces marnes vertes diffèrent peu de celles des vasières littorales de l'exemple précédent, mais leur position dans la séquence suggère un milieu de dépôt situé en position proximale par rapport aux sables vaseux et sables côtiers. Elles se sont vraisemblablement déposées en arrière des bancs sableux ou des cordons littoraux de la frange côtière, dans des vasières lagunaires, dont la partie proximale est couverte de tapis algaires exondés temporairement.

PLATE-FORME LITTORALE

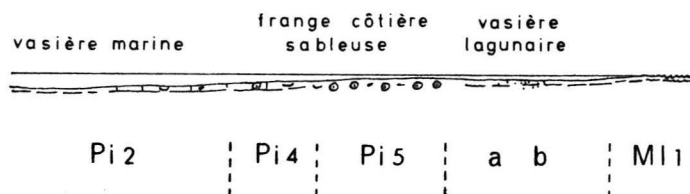


Fig. 142 - Répartition des principaux milieux sur la plate-forme littorale.
a : vases argileuses, b : sables fins quartzeux.

L'organisation horizontale des principaux milieux, interprétée à partir de l'arrangement séquentiel, peut-être schématisée ainsi (fig. 142) : une vasière carbonatée marine prolongée par une zone côtière sableuse qui isole une vasière lagunaire dont la frange supérieure est soumise à des émer-sions temporaires.

3 - Séquences de passage entre vasière à affinités marines et vasière saumâtre.

La partie tout à fait terminale de la séquence principale 8 de Mechra Homadi ouest offre un bon exemple de ce type de passage. Dans le détail, on observe, de bas en haut (fig. 143) :

- 1 : un ensemble à dominante marneuse (6,5 m) formé d'une succession de petites unités comportant un terme marneux (a), de couleur grise à verdâtre, surmonté d'un terme carbonaté micritique (mudstone) renfermant des pseudo-morphoses de type "chicken-wire" ou biopelmicritique (packstone) à anchispiro-cyclines (faciès Pi2) ;

- 2 : un ensemble carbonaté de 3 unités comprenant, dans chacune d'elle, des micrites (mudstone) de couleur jaune, pratiquement azoïques et des passées de quelques centimètres de laminites micritiques et pelmicritiques jaunâtres à brunâtres dont la seconde est surmontée par une croûte brunâtre, à aspect terreux, de 3 cm d'épaisseur. Les deux dernières unités s'achèvent par des micrites jaune-verdâtre à gyrogonites (entiers ou en débris) de characées et à valves d'ostracodes (faciès MI2).

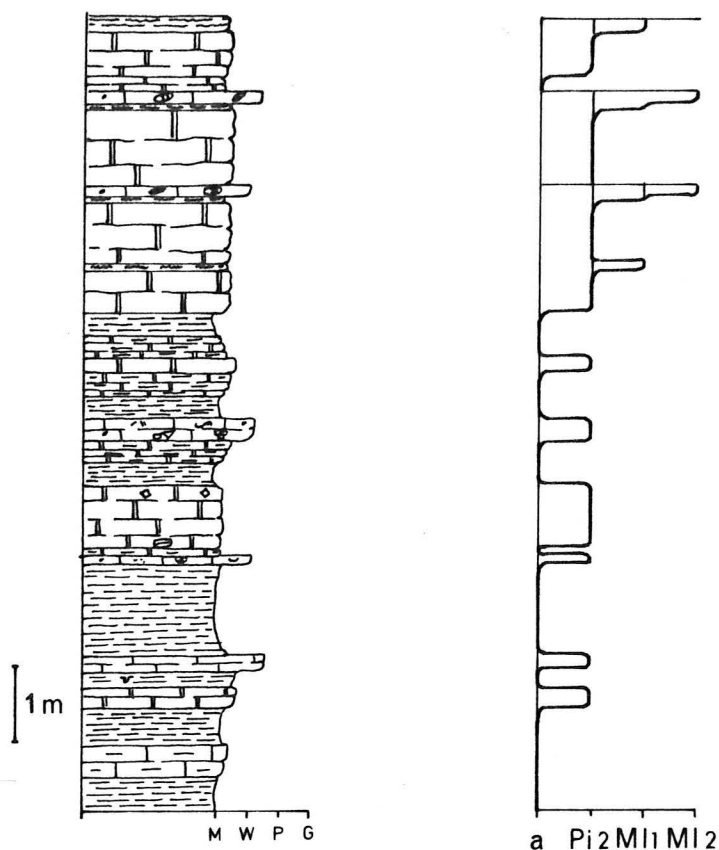


Fig. 143 - Séquence de passage entre vasière à affinités marines et vasière à affinités saumâtres (Formation de Bou Rhennja, partie terminale de la séquence principale 8), a : marnes grises à vertes.

Interprétation.

Les marnes, les micrites à "chicken-wire" et les biopelmicrites Pi2 correspondent à des dépôts de vasières marines plus ou moins confinées et sursalées, à tendance lagunaire. Les niveaux à laminites caractérisent une zone intertidale à supratidale de tidal-flat et les micrites à characées représentent d'anciennes vases de lagunes saumâtres.

Le dispositif envisagé (fig. 144) est celui d'une zone à morphologie très peu accentuée, comportant une série de vasières ou de lagunes, à affinités plutôt marines côté mer ou saumâtres côté terre, séparées par des levées ou des platiers boueux inter à supratidaux, porteurs de tapis algaires stromatolitiques.

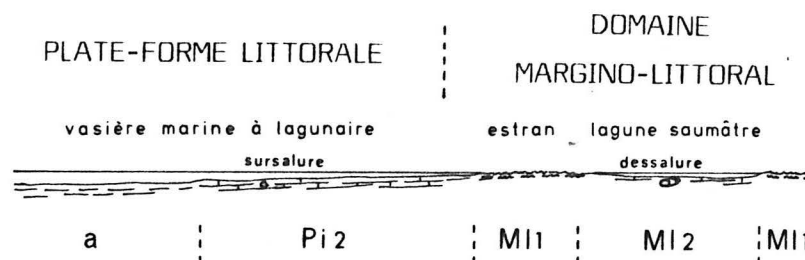


Fig. 144 - Organisation des milieux de dépôts sur la plate-forme littorale et le domaine margino-littoral, a : vases argileuses.

4 - Conclusion.

Les trois grands types de séquences qui viennent d'être analysées montrent que l'essentiel de la sédimentation s'effectuait, tant sur la plate-forme interne qu'en domaine margino-littoral, dans des vasières, argileuses ou carbonatées peu profondes, fréquemment confinées, voire sursalées ou dessalées. Ces vasières, à fonds vraisemblablement très plats étaient séparées par des zones légèrement en relief telles que bancs à lamellibranches (fig. 140), levées bioclastiques et oolitiques (fig. 142) ou platiers temporairement exondés (fig. 144).

De nombreuses séquences, pratiquement identiques aux exemples décrits, ont été observées dans les coupes de Mechra Homadi ouest et de Bou Rhennja, notamment dans la seconde séquence majeure (SII). On peut en déduire que dans ces deux régions, la sédimentation, principalement boueuse, s'effectuait sur une zone très plate et très peu profonde où la moindre variation d'épaisseur de la tranche d'eau pouvait provoquer des modifications importantes : exondations partielles de vastes surfaces, isolement de lagunes soit sursalées, soit saumâtres. Un tel contexte sédimentaire s'inscrit dans un cadre plus général, dont il sera question ultérieurement : la régression purbeckienne.

D - LES SEQUENCES DE LA TRANSGRESSION BERRIASIENNE.

La séquence principale 10 des coupes Kerker nord et Jbel Bou Rhennja comporte une série de séquences élémentaires qui enregistrent les effets de la transgression berriasienne.

1 - Au Jbel Kerker nord.

Au-dessus des derniers niveaux de plate-forme interne de la séquence 9, se développe, sur un peu plus d'une trentaine de mètres, une succession de 5 séquences élémentaires dont les quatre premières montrent l'organisation suivante (fig. 145) :

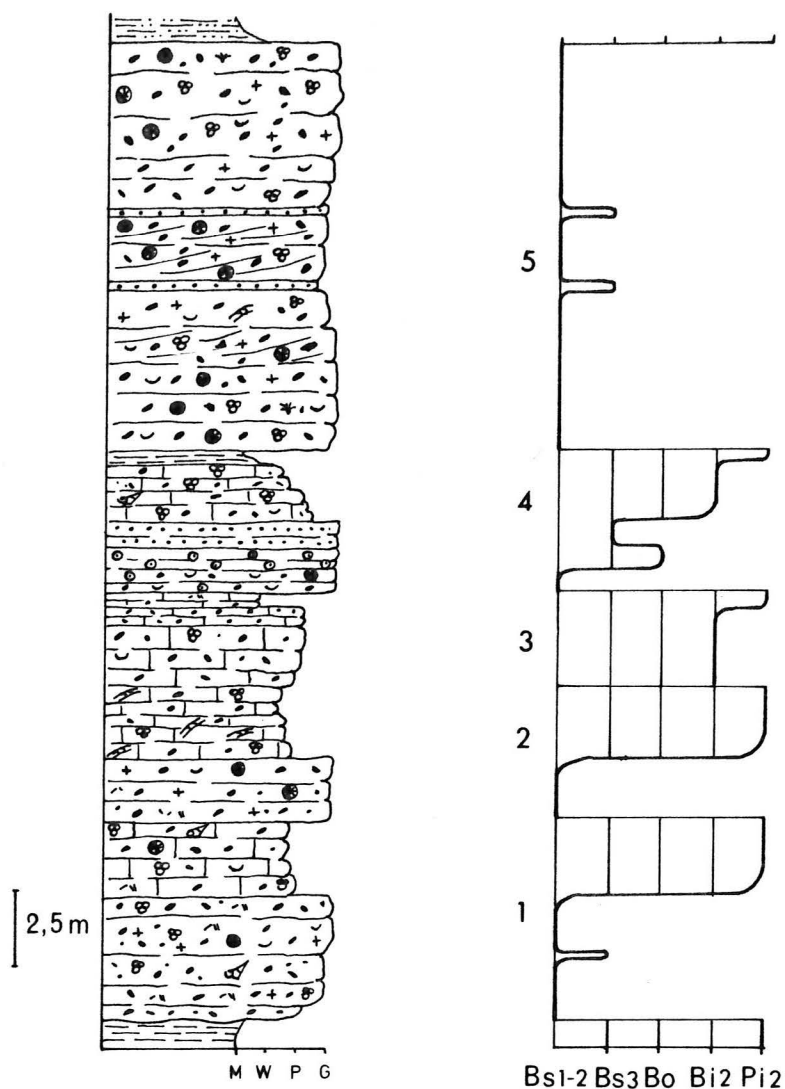


Fig. 145 - Séquences transgressives berriasiennes (séquence principale 10, du flanc nord du Jbel Kerker).

- un terme basal grossier formé, le plus souvent, de biopelsparites grossières de type Bs1 ou Bs2 ou de biopelmicrites Bi2, ainsi que d'oosparites et de pelsparites fines Bs3. Tous ces faciès correspondent à des dépôts de bordure, d'agitation modérée à forte ;

- un terme sommital plus fin à biomicrites ou biopelmicrites de plateforme interne (faciès Pi2).

La cinquième séquence n'est plus constituée que par un seul ensemble massif, en gros bancs métriques, admettant quelques niveaux à litage oblique,

de biosparites et biopelsparites grossières de faciès Bs1 ou Bs2 avec deux intercalations de pelsparites fines Bs3.

Au-dessus, reposent des argiles rougeâtres à intercalations gréseuses de la Formation du Jbel Naach.

Interprétation.

De la même façon que pour les séquences de passage de la bordure à la plate-forme interne (fig. 135 et 137), l'enchaînement vertical des faciès, dans les séquences élémentaires, est de type comblement. Par contre, au niveau de l'évolution globale de la séquence principale, on constate que, de bas en haut, le terme grossier sableux de chaque séquence élémentaire prend de plus en plus d'importance au détriment du terme de vasière qui, finalement, disparaît totalement dans la dernière; ce qui semble démontrer que la sédimentation sableuse de plate-forme ouverte tend à se généraliser.

La séquence principale 10 est donc une séquence d'ouverture composée de séquences élémentaires de comblement à influences marines ouvertes de plus en plus marquées, qui caractérisent bien le phénomène transgressif berriasien.

2 - Au Jbel Bou Rhennja.

Les dernières assises de la séquence 9 sont des mudstones de vasière et des niveaux à structures algo-laminaires d'estran boueux. Au-dessus, la séquence 10 s'organise en 2 séquences élémentaires (fig. 146) où s'enchaînent les faciès suivants :

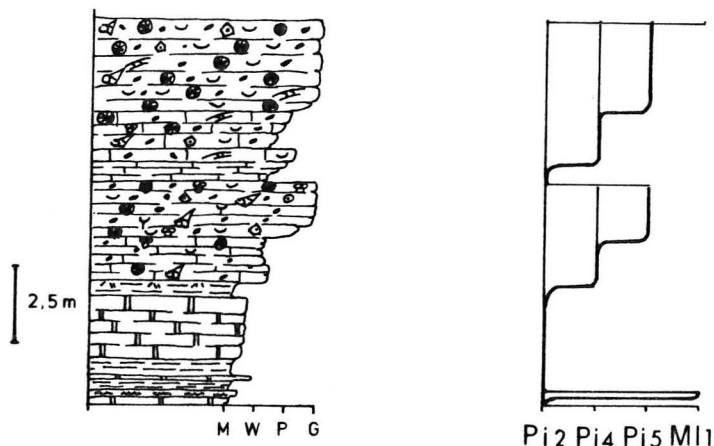


Fig. 146 - Séquences transgressives berriasienues (séquence principale 10 du Jbel Bou Rhennja).

- des marnes et mudstones à favréines dispersées (Pi2), caractéristiques des milieux de vasière protégée de la plate-forme interne (première séquence élémentaire principalement et extrême base de la seconde) ;
- des biomicrites et biopelmicrites à échinodermes, lamellibranches et dasycladales (*Kopetdagaria iailaensis*), typique du faciès Pi4 de plate-forme littorale vaso-sableuse à sableuse ;
- des bioosparites à échinodermes, dont des entroques, lamellibranches, bryozoaires, nombreux agrégats, intraclastes et oolites superficielles. Ce faciès, proche du faciès Pi5, caractérise un environnement de type plate-forme littorale sableuse à forte agitation, ouverte sur le milieu marin franc.

Interprétation.

Comme dans l'exemple précédent, on remarque des variations progressives dans l'enchaînement vertical des faciès de chaque séquence élémentaire. Les faciès de vasière Pi2, bien représentés dans la première séquence, ne correspondent plus qu'à quelques décimètres à la base de la seconde, alors qu'inversement, le terme supérieur de plate-forme littorale sableuse devient plus important.

L'évolution des faciès dans chaque séquence élémentaire traduit un phénomène de comblement associé à une ouverture de plus en plus marquée sur le milieu marin franc et à une augmentation de l'hydrodynamisme.

3 - Conclusion.

Cette manifestation transgressive du Berriasien sur l'avant-pays du Maroc nord-oriental s'observe également en Algérie occidentale. Benest (1985) décrit au sommet des Marno-calcaires d'Ouled Mimoun une série de barres calcaires, bioclastiques et oolitiques, tout à fait comparables à celles de la séquence 10 du Jbel Bou Rhennja. Il semble donc que le changement de régime sédimentaire se soit produit sur l'ensemble de la plate-forme de la marge nord-africaine de la Téthys. A cette époque, elle devait correspondre à un vaste domaine littoral, à fonds sablo-vaseux bioclastiques dans les zones situées au-dessous de la limite d'action des vagues et à fonds sableux, bioclastiques et oolitiques, très agités, organisés en levées ou bancs de sables sur la bordure et la frange côtière. Si l'on voulait établir une comparaison avec un modèle actuel, l'exemple le plus adéquat serait le Banc de Campêche, sur la frange nord et ouest de la péninsule du Yucatan (Mexique).

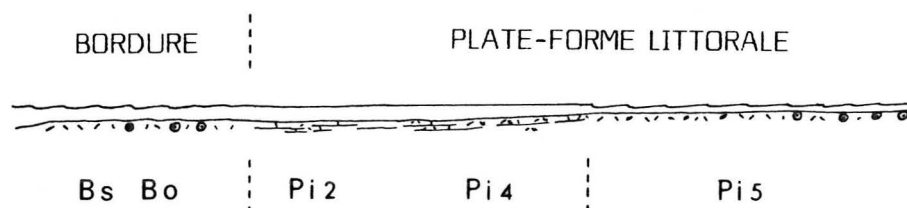


Fig. 147 - Organisation générale des milieux de dépôt pendant la transgression du Berriasien.

Quelles sont les causes de ce changement du régime sédimentaire à caractère transgressif sur une grande partie de la marge nord-africaine ? Considérons tout d'abord le cadre sédimentaire à la fin de l'épisode régressif "purbeckien". Il s'agit d'un large domaine très peu profond, toujours à la limite de l'exondation, à morphologie relativement plane, constitué de vasières aux eaux calmes, à dépôts carbonatés ou argilo-carbonatés.

Le changement de régime sédimentaire, au regard de l'agencement séquentiel, semble intervenir de façon progressive mais néanmoins assez rapide, par augmentation du degré d'agitation et par ouverture sur le milieu marin franc.

Les causes de cette transgression peuvent trouver deux origines :

- un phénomène eustatique qui provoquerait une légère augmentation de l'épaisseur de la tranche d'eau. Ce phénomène eustatique berriasien succédant à la régression "purbeckienne" a été signalé par de nombreux auteurs, sur le pourtour de la Téthys. Il ne peut cependant être le seul responsable de la transgression car ce n'est pas une transgression au sens géographique du terme puisque la mer n'a pas conquis de terrain aux dépens de surfaces émergées. Pourtant il s'est produit un déplacement, une transgression, des divers milieux de dépôt à l'intérieur même de l'aire générale de sédimentation : transgression des milieux externes (les plus ouverts) sur l'emplacement précédemment occupé par des milieux plus internes (plus fermés) ;

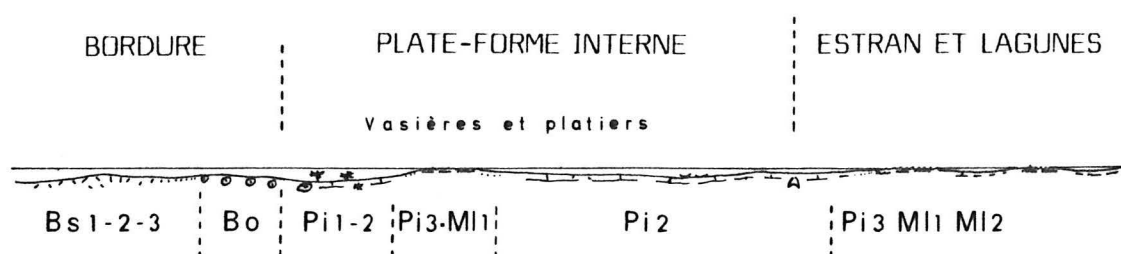
- un contrôle tectonique dont les manifestations peuvent entraîner des modifications de la morphologie de l'aire de dépôt et corrélativement de l'hydrodynamisme. Une accentuation de l'inclinaison du fond vers le large engendre une ouverture sur le milieu marin externe, une augmentation du degré d'agitation à la côte et une répartition nouvelle, sur toute la plate-forme, des zones d'agitation forte soumises à l'action des vagues et surtout à celle des courants littoraux, facteurs déterminants de la dynamique sédimentaire.

Si l'eustatisme a pu jouer un rôle non négligeable, il semble que le facteur tectonique ait été prépondérant. En effet, à ce régime transgressif, qui s'accroît encore pendant le Berriasien supérieur et le Valanginien (Argiles de Lamoricière en Algérie et Formation du Jbel Naach au Maroc), se surimpose un détritisme silicoclastique ayant vraisemblablement pour origine un rajeunissement des reliefs de l'arrière-pays et une reprise de l'érosion résultant de mouvements tectoniques positifs.

F - ORGANISATION GENERALE DES MILIEUX DE DEPOT.

En considérant les divers types des séquences de passage d'un domaine à un autre on peut déduire un modèle schématique synthétique tel que celui qu'illustre la figure 148.

Le dispositif général est celui d'une plate-forme superficielle, à fonds relativement réguliers sous une tranche d'eau pelliculaire, limitée distalement par une bordure sableuse et prolongée proximale par un large domaine d'estran et de lagunes.



Sables grossiers à fins	Vases et vases sableuses fines carbonatées et argilo-carbonatées	Vases
----- Madréporaires		
----- Echinides		
----- Cayeuxia		
----- S. pygmaea		
----- Macroporelles		
----- M. lugeoni		
	----- Bacinella-Lithocodium	
	----- C. jurassica	
	----- A. podolica	
	----- S. annulata	
		Characées
----- Trocholines		
-----	----- P. lituus	
-----	----- Lenticulines	
	-----	----- E. virguliana
	-----	----- A. lusitanica
	-----	----- P.gr. parvula-muluchensis
	-----	----- Stromatolites

Fig. 148 - Répartition schématique des milieux de dépôt et des organismes les plus fréquents, lors de la sédimentation des Marno-calcaires de Bou Rhennja.

Sur la bordure, le fond sableux, bioclastique, péloïdal ou oolitique est soumis à des conditions d'agitation modérée à forte. Ces fonds sont colonisés par des madréporaires et des échinides ainsi que par des algues encroûtantes (Cayeuxia, Marinella lugeoni) et des dasycladales comme Salpingoporella pygmaea et de grandes macroporelles (Macroporella sp. et Macroporella praturloni).

A noter que Macroporella embergeri ne se rencontre pas dans ce type d'environnement mais dans les milieux plus internes, très peu profonds. La microfaune est représentée par d'abondantes trocholines (T. gr. alpina-elongata), par Pseudocyclamina lituus et quelques lenticulines.

La plate-forme interne est une vasière très peu profonde dont les parties les plus hautes forment des platiers intertidaux sur lesquels peuvent s'installer, au moins temporairement, des tapis algaires à stromatolites. En contrebas sur les fonds vaseux, lorsque la turbidité liée aux arrivées argileuses n'est pas trop importante, se développent alors des algueraies à clypéines dont les articles dissociés peuvent constituer un véritable sable algaire. Les autres dasycladales nettement moins abondantes sont Actinoporella podolica et Salpingoporella annulata. Les foraminifères principaux sont représentés par Everticyclamina virguliana, Anchispirocyclina lusitanica, Pseudocyclamina gr. parvula-muluchensis.

Le domaine d'estran et de lagunes, aire de dépôt à sédimentation essentiellement boueuse, très plate où la moindre variation d'épaisseur de la tranche d'eau pouvait provoquer des modifications importantes : exondations partielles de vastes surfaces (estrans), isolement de lagunes plus ou moins confinées, soit sursalées, soit saumâtres (characées).

Remarque.

Ce dispositif n'est pas constamment et entièrement réalisé pendant toute la période de sédimentation des Marno-calcaires de Bou Rhennja. Il est sensiblement différent au début de l'épisode correspondant à la séquence majeure SII, en particulier lors du dépôt des séquences 6 et 7 qui enregistrent une certaine transgressivité liée à un léger enfouissement du fond (inclinaison vers le large). Les modifications les plus sensibles affectent la frange littorale qui se couvre alors de sédiments carbonatés plus sableux (faciès Pi4-Pi5) mais aussi terrigènes silicoclastiques accumulés dans des conditions d'énergie plus forte et plus franchement marines. Dans ce cas, on revient à un modèle général de même type que celui de la figure 147, dont les détails de la frange littorale sont illustrés par les figures 140 et 142.

CONCLUSION

* *

Les Marno-calcaires de Bou Rhennja correspondent aux derniers dépôts à dominante carbonatée du Jurassique supérieur de l'avant-pays rifain nord-oriental. Ils se sont accumulés sur un vaste domaine de plate-forme, peu diversifiée et très peu profonde, recevant périodiquement des terrigènes argileux qui perturbent la sédimentation carbonatée et l'environnement biologique.

1 - Les étapes de l'évolution sédimentaire.

Les Marno-calcaires de Bou Rhennja se sont déposés en 2 phases successives de comblement correspondant aux séquences majeures SI et SII ; le sommet de SII (séquence principale 10) étant mis à part car il est génétiquement lié à l'épisode transgressif suivant (Formation du Jbel Naach au Maroc, Argiles de Lamoricière en Algérie).

Le début de chaque phase (de chaque séquence majeure) enregistre un léger approfondissement par rapport aux dépôts sous-jacents.

Ainsi, au Jbel Bou Rhennja, la limite entre Formation d'Ahmar Lakhdar et de Bou Rhennja est matérialisée par la superposition des marno-calcaires et calcaires de vasière interne sur les dolomies à laminites du domaine margino-littoral. De même, le passage SI-SII s'effectue par superposition des niveaux de plate-forme littorale sableuse (carbonatée et silicoclastique) sur les marno-calcaires et calcaires à cachet lagunaire très affirmé.

Globalement, le système évolue très lentement, par comblement lent et progressif, pour aboutir finalement à un stade maximal de régression que l'on peut rapporter à un événement à caractère général, la "régression purbeckienne", dont les effets ont été également observés sur les marges sud et nord-téthysiennes, en Algérie (Benest, 1981), dans le domaine bétique (Fourcade, 1970 et Azema, 1977), dans le SE de la France (Dardeau et Pascal, 1982) et dans le Jura (Bernier, 1984).

A cet épisode régressif, succède un autre phénomène, à caractère général également : la transgression berriasienne qui s'intègre dans la tendance transgressive plus générale encore du début du Crétacé.

2 - Aperçu paléogéographique.

A l'inverse des autres formations qui affleuraient largement sur une grande partie de l'avant-pays, les Marno-calcaires de Bou Rhennja ne permettent d'avoir qu'une vue très limitée de la répartition paléogéographique des grands domaines de sédimentation. Néanmoins à partir des diverses données des analyses lithostratigraphique et sédimentologique et par extrapolation, on peut déduire un schéma synthétique de répartition reconstituant le dispositif réalisé lors de la "régression purbeckienne". Selon une polarité proximale-distale, l'organisation latérale est la suivante (fig. 149) :

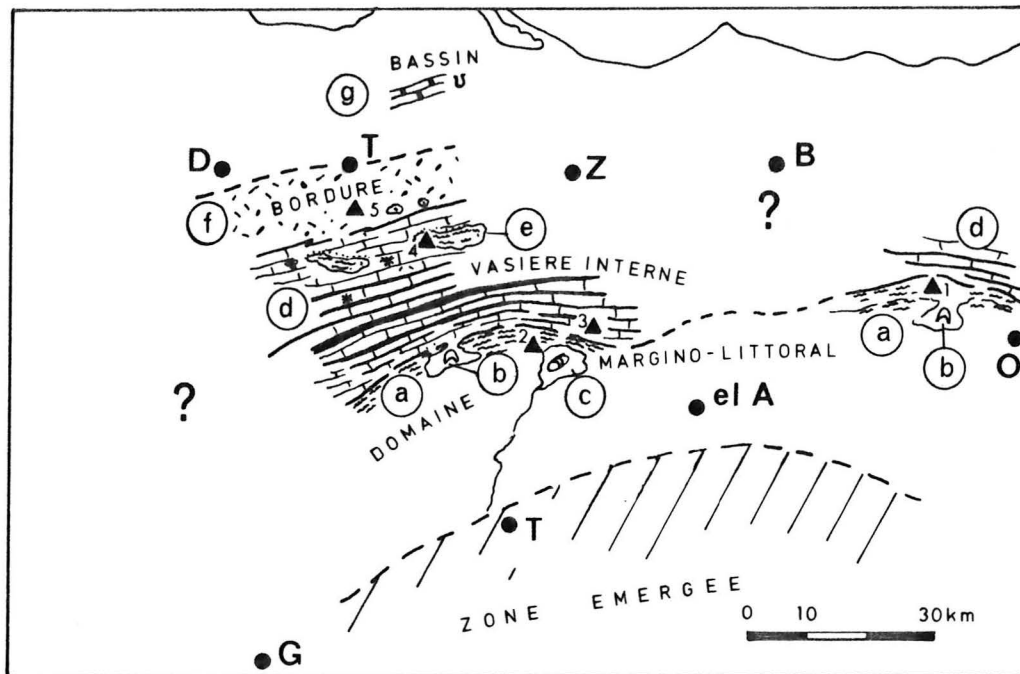


Fig. 149 - Dispositif paléogéographique réalisé lors du dépôt des Marnocalcaires de Bou Rhennja. a à g : légende dans le texte.

- une zone méridionale émergée dont la limite (incertaine) avec le domaine marin devait être nettement plus au Nord que celles des paléogéographies antérieures. La région de Taourirt, par exemple, où s'accumulaient lors des épisodes sédimentaires précédents des dépôts du domaine margino-littoral, devait être totalement exondée car aucun dépôt ne matérialise la période comprise entre Formation d'Ahamar Lakhdar et sédiments terrigènes marneux et gréseux équivalents de la Formation du Jbel Naach ;

- un domaine margino-littoral, très étendu, plus ou moins exondé (estran à laminites algaires, a) à l'intérieur duquel des parties se sont trouvées relativement isolées (lagunes confinées et sursalées, b) ou au contraire facilement accessibles aux eaux douces d'origine continentale (lagunes saumâtres, c) ;

- une vasière interne (d), à fonds boueux, argilo-carbonatés et carbonatés, sous une tranche d'eau pelliculaire, dont la moindre variation d'épaisseur pouvait entraîner l'émersion temporaire de zones légèrement plus hautes (platier intertidaux, e) ;

- une bordure (f), zone d'accumulations sableuses bioclastiques, péloïdales et oolitiques qui assure la transition avec le bassin rifain (g) où se déposent des vases carbonatées à faune pélagique: calpionelles, aptychus, (Beni Bou Ifrou, Kerchaoui, 1985).

3 - Les facteurs de contrôle de la sédimentation.

a) La tectonique.

Les variations d'épaisseur entre secteur méridional de Mechra Homadi et secteur septentrional du Jbel Kerker (voir fig. 132) traduisent des différences de mobilité du soubassement pendant la sédimentation. La subsidence, toujours compensée par le comblement, est plus active dans la partie distale du dispositif (Kerker) et nettement plus modérée sur la frange proximale qui fait la liaison avec le domaine continental.

Comme dans les autres formations, la tectonique se manifeste aussi au niveau séquentiel : - séquences majeures SI et SII qui caractérisent deux phases successives marquées, au début de chacune d'elles, par un abaissement du fond; - séquences principales et élémentaires qui enregistrent les saccades répétitives de la subsidence.

De manière générale, pour les 9 premières séquences de la formation, le taux de subsidence était très légèrement inférieur à celui du comblement d'où une évolution globalement régressive ; en revanche, pour la dixième séquence principale, la tendance va s'inverser puis se poursuivre pendant le reste du Berriasien.

b) Le climat.

Par rapport aux deux épisodes carbonatés précédents, la nature très semblable des dépôts semble indiquer des conditions climatiques pratiquement identiques : température élevée, pluviométrie généralement faible (dépôt de boues à gypse et anhydrite) avec cependant des périodes probablement un peu plus humides, responsables de la dessalure de certains milieux margino-littoraux à charophytes.

4 - Place de la marge rifaine nord-orientale dans le contexte paléogéographique maghrébin.

En Algérie occidentale, les Marno-calcaires de Bou Rhennja ont pour homologues les Marno-calcaires de Hariga et les Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (Benest, 1985). Cet auteur décrit pour le domaine tlemcenien, un système de plate-forme très peu profonde, comportant des zones plus résistantes à l'enfoncement où règnent des conditions de vasière infra à intertidale comme par exemple sur le Horst de Rhar Roubane et sur la bordure des Hautes Plaines et des zones plus subsidentes, également de vasière qui demeurent le plus souvent dans l'étage infralittoral. Ces vasières de plate-forme interne peuvent s'ouvrir temporairement sur le domaine marin franc et permettent le passage d'organismes pélagiques comme les calpionelles. Du côté distal, aucun témoin pouvant correspondre à un ensemble de bordure n'a été signalé, soit parce qu'elle n'existait pas, soit parce que le Portlandien n'est pas à l'affleurement dans le secteur où, paléogéographiquement, elle aurait pu exister. Le domaine externe de bassin (bassin tellien) est caractérisé par des vases argilo-carbonatées à organismes pélagiques (ammonites, calpionelles) localisées dans le massif de l'Ouarsenis et au Bou Rheddou.

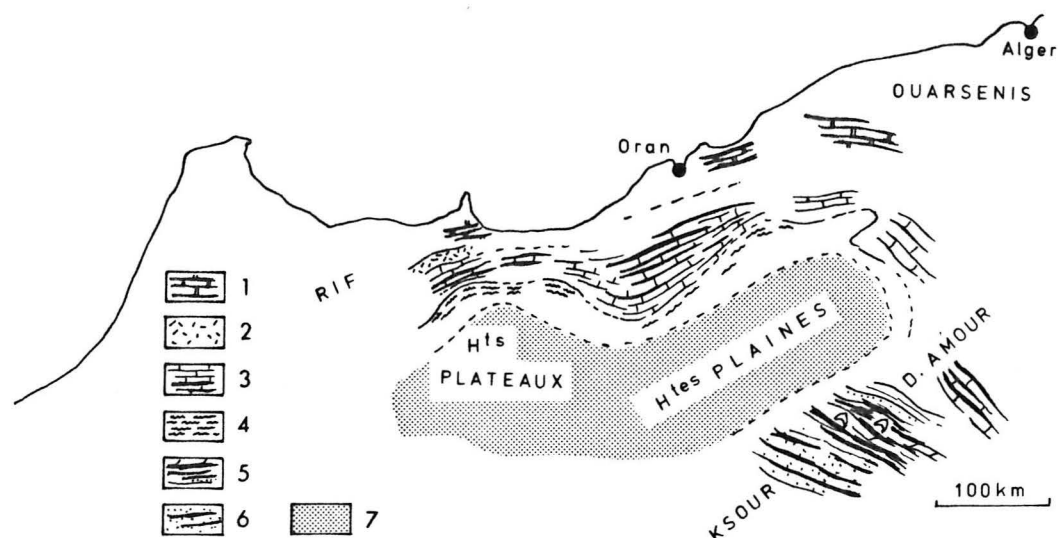


Fig. 150 - Dispositif paléogéographique général de la période correspondant à fin du Portlandien (d'après Benest, 1985 pour le domaine tlemcenien et Abed, 1982 pour l'Atlas saharien) - 1 : marno-calcaires et calcaires pélagiques ; 2 : calcaires bioclastiques de bordure ; 3 : calcaires et marno-calcaires de plate-forme interne à passées de laminites ; 4 : faciès du domaine margino-littoral (laminites, gypse, characées) ; 5 : marnes à gypse de la Formation de Taouiala (Djebel Amour) ; 6 : grès et argiles des Ksour ; 7 : zone supposée émergée.

Au regard de ces données, on constate, une fois encore, que le dispositif sédimentaire général est approximativement le même sur la marge marocaine du bassin rifain et sur la marge algérienne du bassin tellien. Il en va de même en ce qui concerne les grandes directions paléogéographiques qui, dans les deux cas, semblent guidées par les directions paléostrucuturales N 45 à 70 et N 110 à 130, cette dernière, étant responsable du décalage vers le SE de la plate-forme tlemcenienne par rapport à la plate-forme rifaine nord-orientale et du changement d'orientation du dispositif sédimentaire dans le prolongement nord-oriental des Hautes Plaines, la polarité proximale-distale n'étant plus SE-NW mais SW-NE.

Dans l'Atlas saharien, Abed (1982) décrit quatre ensembles lithologiques appartenant à la partie supérieure de la Série d'Aflou et à la Série d'Aïn Rich qui semblent être, globalement, les équivalents atlasiques des Marno-calcaires de Bou Rhennja. Les Calcaires en plaquettes correspondraient à la séquence majeure SI de Bou Rhennja (et aux Marno-calcaires de Hariga de Benest, 1985), les Grès à chenaux de Taouiala à l'épisode gréseux de la base de SII (et aux Grès de Merchich d'Oranie), les Marnes à gypse de Taouiala à la partie supérieure de SII (régression purbeckienne) et enfin les Calcaires oolitiques du Zerga

aux dépôts transgressifs de la partie tout à fait sommitale de SII (séquence principale 10) et probablement à la partie basale de la Formation du Jbel Naach et des Argiles de Lamorcière.

Le cadre sédimentaire général devait correspondre à un vaste domaine à sédimentation mixte à caractère plutôt marin lors du dépôt des Calcaires en plaquettes et plutôt lagunaire au cours de la sédimentation des Marnes à gypse de Taouiala. Entre ces deux périodes, les Grès à chenaux de Taouiala représentent un épisode fluvial, conséquence probable d'un rajeunissement, (lié à des mouvements tectoniques positifs) suivis d'une érosion, intervenant dans les provinces sahariennes pourvoyeuses de matériel terrigène silicoclastique. Sur la plate-forme rifo-tellienne, cette phase de détritisme est contemporaine de mouvements négatifs du soubassement (phase de transgressivité de la base de la séquence SII et de la Formation d'Ouled Mimoun). Ces deux types de mouvements, positifs dans l'arrière-pays et négatifs sur la marge rifo-tellienne, engendrent une pente sédimentaire qui permet le transit, de l'amont vers l'aval, du matériel érodé.

CONCLUSIONS GENERALES



L'ensemble des données paléontologiques et sédimentologiques des assises du Jurassique supérieur et du Crétacé basal de l'avant-pays rifain oriental a permis de préciser le cadre biostratigraphique, le contexte sédimentaire général et les modalités de l'évolution paléogéographique et paléo-structurale du système de plate-forme qui borde la marge sud-téthysienne occidentale.

I - RESULTATS STRATIGRAPHIQUES

Ils ont été obtenus par l'étude des organismes benthiques, foraminifères et dasycladales, généralement abondants dans les niveaux carbonatés de plate-forme (fig. 151). Microfaune et microflore sont comparées aux associations définies par Benest (1985) pour l'Algérie occidentale, qui a pu dater les différentes formations de plate-forme dépourvues de bons marqueurs stratigraphiques (exception faite pour les calpionelles du Portlandien) par corrélations avec les formations à organismes pélagiques du domaine externe (région de Nador-Chellala).

Les Grès des Beni Ourimeuch.

Ils sont caractérisés par la présence d'Alveosepta jaccardi dans trois passées carbonatées de plate-forme interne de la coupe du Jbel Achaoun.

Située à une soixantaine de mètres de la base de la formation, la première de ces passées, en plus d'Alveosepta jaccardi, a livré Nautiloculina oolithica, Everticyclammina sp., ainsi que Pseudocyclammina gr. parvula-muluchensis dont les différents individus observés pourraient être rapportés plutôt à l'espèce parvula en raison de sa petite taille et de l'absence de piliers entre les ouvertures des septes.

Egalement dans la première passée carbonatée, un banc s'est révélé très riche en segments de Trinocladus perplexus, dasycladale fréquente dans le Tertiaire, mais reconnue aussi, récemment, dans le Jurassique supérieur

des Pyrénées ariégeoises et des Territoires des Afars et des Issas (Conrad et al., 1974) ainsi que dans le Jura (Bernier, 1984, pl. 7, p. 745).

Les Grès des Beni Ourimeuch ont comme équivalents algériens les Grès de Bou Medine en domaine interne et les Argiles de Faïdja en domaine externe. Ces dernières comportent trois passées à ammonites qui, selon Atrops et Benest (1981) peuvent être corrélées avec les intercalations carbonatées des Grès de Bou Medine, qui, si l'on admet un certain synchronisme, appartiendraient respectivement à la zone à *Transversarium* et à la base de la zone à *Bifurcatus* (Oxfordien moyen-supérieur), à la zone à *Planula* (Oxfordien terminal) et à la partie supérieure de la zone à *Hypselocyclum* et enfin, à la zone à *Divisum* (Kimméridgien inférieur). De ceci, il résulte que les Grès de Bou Medine et par voie de conséquence les Grès des Beni Ourimeuch pourraient être attribués à l'Oxfordien moyen-supérieur-Kimméridgien inférieur.

Les Calcaires de Mechra Klila.

Ils sont caractérisés par une double association, avec d'un côté les foraminifères, *Alveosepta jaccardi*, *A. powersi* et *Kurnubia palastiniensis* et d'un autre côté, les dasycladales, *Clypeina jurassica* et *Campbelliella striata*.

Les 3 espèces de foraminifères sont présentes ou apparaissent dès la base de la formation ; *A. powersi* semble ne pas devoir dépasser les 150 premiers mètres ; *A. jaccardi*, toujours très abondante, s'éteint à environ 150 mètres du sommet et *Kurnubia palastiniensis* semble également disparaître définitivement peu après, à une centaine de mètres du sommet. Ces constatations diffèrent sensiblement de celles faites par Benest en Algérie, où *A. jaccardi* disparaît dès la partie médiane de la formation équivalente (rythme A) et *K. palastiniensis* persiste jusqu'à la moitié de la formation sus-jacente (rythme B). Quoiqu'il en soit, il est clair qu'en Algérie et au Maroc, ainsi que dans les Corbières (Jaffrezo, 1980) et dans le Jura méridional (Bernier, 1984), *A. jaccardi* précède *K. palastiniensis* et que cette dernière s'éteint postérieurement. Cet ordre d'apparition et de disparition de ces 2 espèces ne semble, cependant, pas être une règle absolue, puisque Peybernès, (1976) dans les Pyrénées fait des constatations inverses et que le gisement-type de *K. palastiniensis* est attribué au Callovien moyen (zone à *Coronatum*).

En ce qui concerne *A. powersi*, son extension dans le temps semble limitée, ce que s'accordent à reconnaître la plupart des auteurs qui l'ont observée. Pour Bassoullet et Fourcade (1979), elle aurait une extension limitée au Kimméridgien moyen ; par contre, Bernier (1984) lui accorde une extension un peu plus large, Kimméridgien supérieur.

Les deux espèces de dasycladales, *Clypeina jurassica* et *Campbelliella striata*, sont présentes dans les niveaux calcaires de pratiquement toute la Formation de Mechra Klila, excepté dans les trente premiers mètres pour *C. striata*. Dans l'importante littérature consacrée à ces deux espèces, il semble qu'elles apparaissent le plus fréquemment dans des assises datées du Kimméridgien supérieur.

Ces deux types d'association permettent de penser que la base des Calcaires de Mechra Klila appartient au Kimméridgien supérieur, l'âge de la limite supérieure étant obtenu par rapport à la formation sus-jacente dont

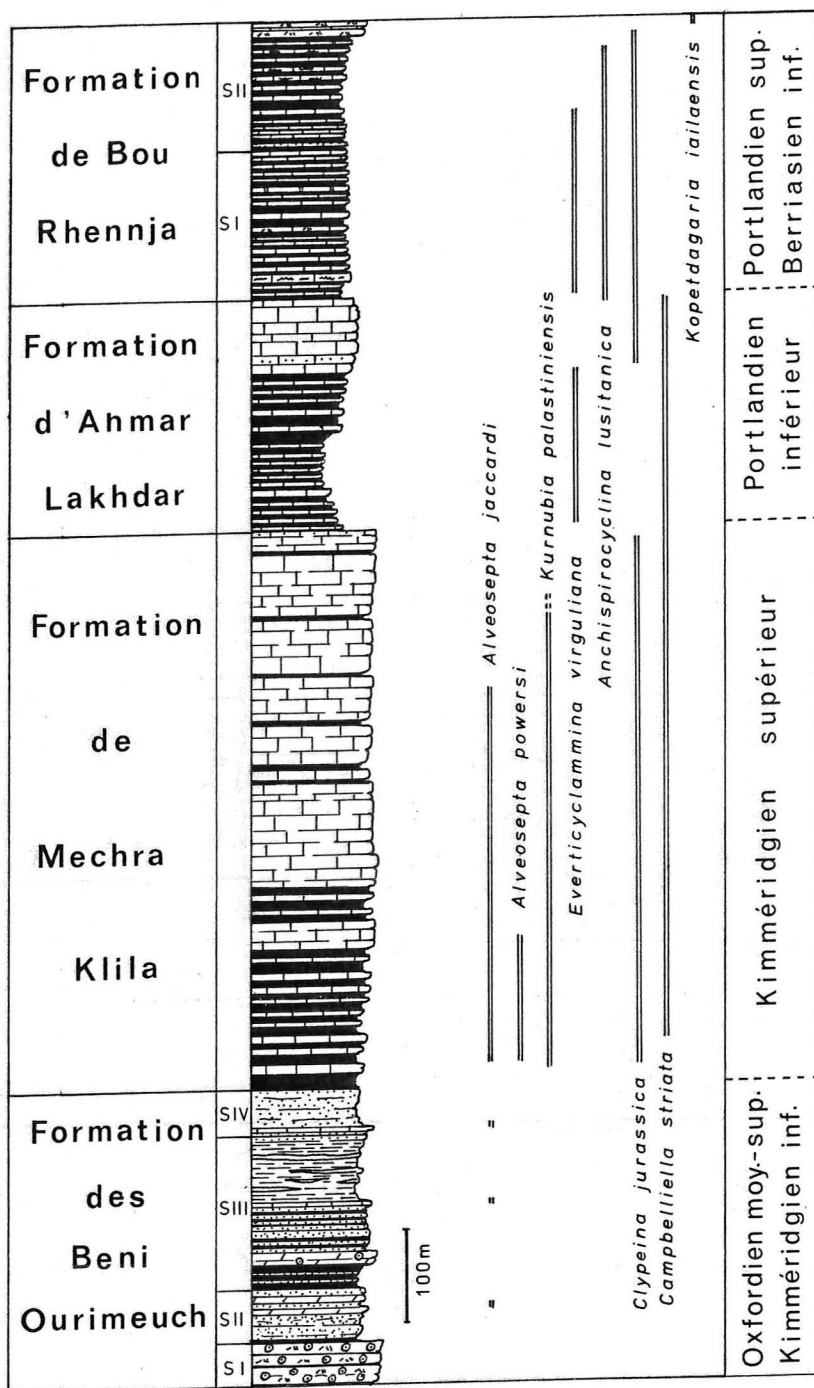


Fig. 151 - Répartition stratigraphique des principaux marqueurs du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de l'avant-pays rifain oriental.

la base est datée du Portlandien inférieur, également par corrélation avec les formations à ammonites d'Algérie.

En résumé, les Calcaires de Mechra Klila peuvent être considérés comme des dépôts du Kimméridgien supérieur.

Les Marno-calcaires et Calcaires d'Ahmar Lakhdar.

L'ensemble marno-calcaires est caractérisé par l'abondance d'Everticyclammina virguliana et par la présence plus accessoire de Campbelliella striata ; la disparition de Clypeina jurassica étant très vraisemblablement liée à des modifications des facteurs d'environnement.

L'ensemble carbonaté, dépourvu d'E. virguliana, voit le retour d'une sédimentation favorable au développement des dasycladales Clypeina jurassica et Campbelliella striata.

Ces deux types d'organismes (foraminifères et dasycladales) ne permettent pas une datation précise de la formation considérée. En effet, E. virguliana et Clypeina jurassica ont une répartition stratigraphique trop étendue, tout au plus Campbelliella striata, qui ne semble guère aller au delà de la Formation d'Ahmar Lakhdar, est citée fréquemment dans des couches qui ne dépassent que rarement le Portlandien, bien que certains auteurs yougoslaves la rapportent au Crétacé inférieur.

L'âge de la Formation d'Ahmar Lakhdar a été obtenu indirectement par corrélations avec son équivalent algérien du domaine tlemcenien (rythme B de Benest, 1985). Cet auteur déduit l'âge du rythme B par corrélations avec les formations à ammonites du Bou Rheddou, qu'il date du Tithonique inférieur par une faune de la zone à Hybonotum, recueillie dans les Marnes intermédiaires, équivalentes des Marno-calcaires de Raouraï du domaine tlemcenien et des Marno-calcaires d'Ahmar Lakhdar du Maroc ; les calcaires sus-jacents pouvant encore appartenir au Portlandien inférieur ou bien faire déjà partie du Portlandien supérieur.

Les Marno-calcaires et Calcaires d'Ahmar Lakhdar sont attribués au Portlandien inférieur, en précisant cependant que le sommet peut éventuellement être placé dans le Portlandien inférieur ou dans le Portlandien supérieur.

Les Marno-calcaires de Bou Rhennja.

Ils sont caractérisés par la présence d'Anchispirocyclina lusitanica, de la base jusqu'à une quarantaine de mètres du sommet de la formation et par Everticyclammina virguliana dans les deux premiers tiers.

Ils sont également caractérisés par la disparition de Campbelliella striata dès la base et par la présence de Clypeina jurassica qui finalement disparaît juste avant les barres bioclastiques terminales, ces dernières ayant livré dans plusieurs niveaux Kopetdagaria iailaensis.

Les éléments de datation sont fournis essentiellement par A. lusitanica à qui l'on attribue le plus souvent un âge portlandien-berriasien pro parte.

L'apparition de K. iailaensis dont la limite inférieure d'extension se situe dans le Berriasien moyen ou supérieur) juste après l'extinction d'A. lusitanica tend à confirmer l'appartenance du sommet de la formation au Berriasien inférieur à moyen. De plus, la découverte, par Benest et Donze (1980), dans les premiers niveaux de la Formation du Jbel Naach sus-jacente, du morphotype A de Protocythere mazenoti, ostracode de la partie supérieure du Berriasien moyen, place la limite supérieure des Marno-calcaires de Bou Rhennja dans le Berriasien inférieur à moyen.

Les Marno-calcaires de Bou Rhennja appartiennent au Portlandien supérieur et au Berriasien inférieur à moyen.

II - RESULTATS SEDIMENTOLOGIQUES

A - L'ORGANISATION MEGASEQUENTIELLE.

Les quatre mégaséquences sont l'expression sédimentaire des grandes étapes de l'histoire fini-jurassique et éocétacée de la plate-forme qui borde la marge téthysienne du NW de la plaque africaine. De manière plus générale, dans le long processus d'évolution de la plate-forme, deux grandes phases successives peuvent être distinguées : une phase d'installation à sédimentation terrigène et une phase de maturité à sédimentation carbonatée.

1 - Une phase d'installation : la Formation des Beni Ourimeuch.

Succédant aux dépôts à caractères flyschoides du Dogger, mis en place dans un contexte morphostructural de horsts et de grabens hérité de la dislocation triasico-liasique et dogger, les Grès des Beni Ourimeuch correspondent à un changement général du cadre tectono-sédimentaire de l'avant-pays rifain oriental.

L'arrivée d'un important matériel terrigène silicoclastique d'origine saharienne, conduit à l'installation, en deux stades successifs, d'une plate-forme littorale dans le domaine oriental et d'un complexe deltaïque comportant deux deltas superposés dans le domaine occidental.

Dans la sédimentation, cette phase d'installation se traduit par une grande diversité des séquences majeures d'un endroit à l'autre de la plate-forme. Elles montrent toujours des enchaînements assez complets avec des faciès de plate-forme littorale superposés aux faciès externes de talus et de bordure, ce que traduit bien la courbe d'évolution de la figure 152. De même, dans les séquences majeures du domaine deltaïque, les faciès de front et de plaine deltaïque succèdent toujours aux faciès de prodelta ou de plate-forme littorale.

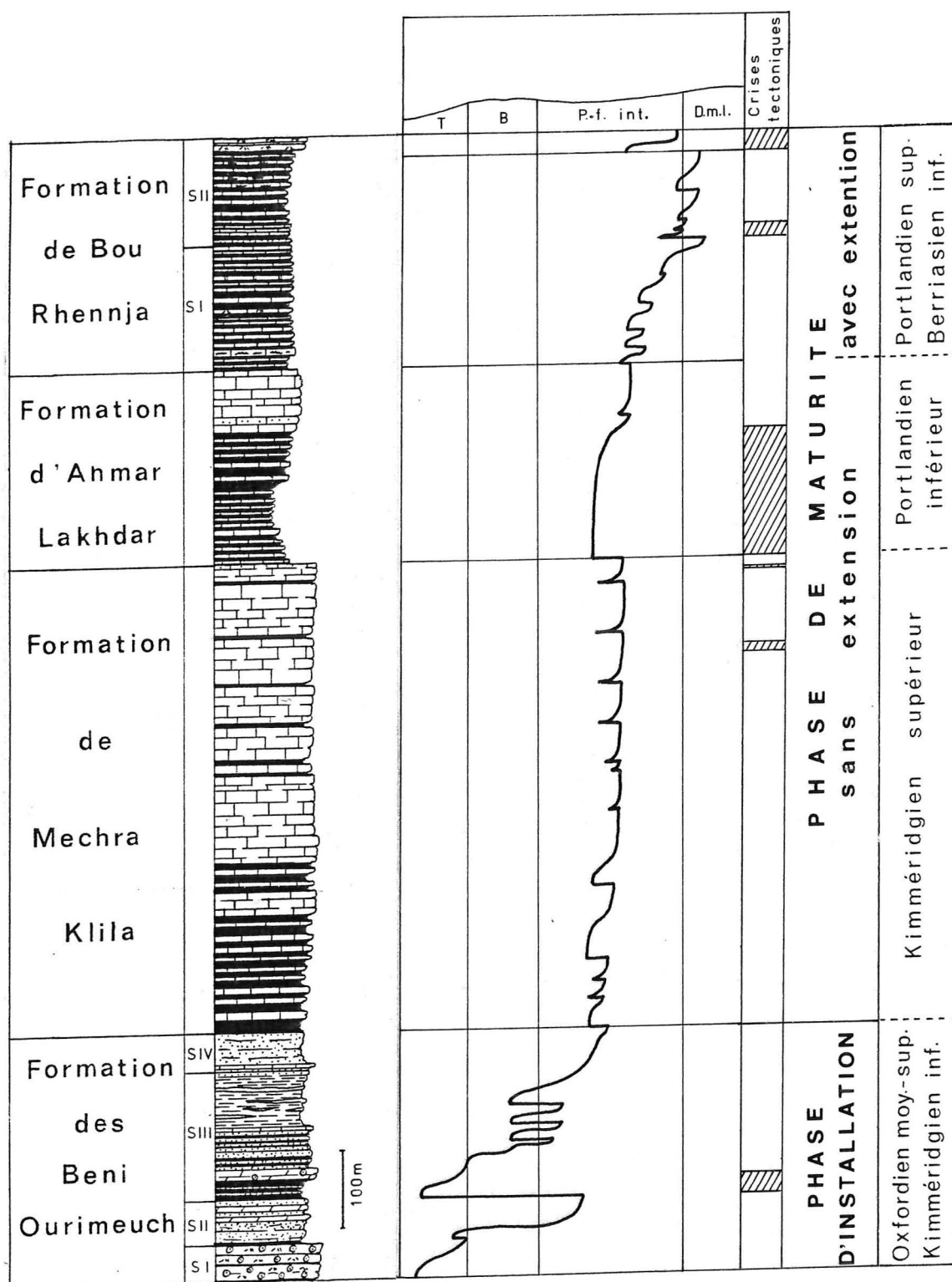


Fig. 152 - Découpage séquentiel, évolution sédimentologique et place des événements tectoniques majeurs dans la structuration de la plate-forme bordière du Rif oriental pendant le Jurassique supérieur et la base du Crétacé.

2 - Une phase de maturité.

a) Sans extension centrifuge : les Formations de Mechra Klila et d'Ahmar Lakhdar.

Cette phase correspond à un changement de la nature de la sédimentation et à une certaine permanence des dimensions de l'aire de dépôt :

- la sédimentation carbonatée se développe sur une aire morphologiquement évoluée, résultant du comblement sédimentaire de la fin de l'épisode terrigène précédent ;

- les limites de la plate-forme sont relativement constantes ; dans chaque domaine sédimentaire, l'environnement évolue peu, exception faite pour la base de la Formation d'Ahmar Lakhdar qui enregistre un phénomène transgressif se traduisant par l'arrivée massive de matériaux terrigènes argileux sur le domaine de plate-forme. Il ne s'agit pas d'une véritable transgression, marquée par un déplacement important de la ligne de rivage, mais d'une simple déformation de l'aire de dépôt, d'origine tectonique, qui engendre une augmentation de la pente sous-marine vers le large et une ouverture sur le milieu marin externe.

Du point de vue séquentiel, cette phase de maturité est caractérisée par des enchaînements qui varient peu à l'intérieur de chaque domaine sédimentaire, d'où une certaine monotonie bien exprimée dans la courbe d'évolution de la figure 152.

De manière plus générale, la stabilité des dimensions de l'aire de dépôt est la conséquence directe d'un taux de sédimentation sensiblement équivalent à celui de la subsidence se manifestant globalement par un enfoncement régulier interrompu par de petits à-coups qui ne modifient que très peu les limites de chaque domaine sédimentaire.

b) Avec extension centrifuge : la Formation de Bou Rhennja.

Par rapport à la phase précédente, celle-ci traduit un déplacement centrifuge, de faible ampleur, de tout le système de plate-forme, et surtout une extension (une dilatation) du domaine margino-littoral.

Au niveau séquentiel, l'évolution est marquée par une rythmicité plus accentuée que précédemment. Chaque mouvement négatif du fond, enregistré au début des séquences principales, entraîne des modifications plus ou moins importantes de la morphologie et des facteurs d'environnement. Ces saccades de la subsidence sont toujours largement compensées par le comblement qui deviendra, en fin d'évolution, supérieur à l'enfoncement, ce qui se traduit, sur la courbe de la figure 152, par une dérive vers les milieux proximaux.

B - LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE.

Les diverses données acquises par l'étude lithostratigraphique ont abouti à la connaissance de l'organisation latérale et verticale des

corps sédimentaires. L'analyse sédimentologique a permis la restitution de plusieurs motifs sédimentaires (définis au niveau mégaséquentiel ou majeur), comportant chacun plusieurs milieux unités juxtaposés (définis par les séquences principales et élémentaires). Ainsi, ont été distingués trois motifs principaux correspondant à trois aspects morphologiques et paléogéographiques de la plate-forme ; chacun de ces motifs pouvant présenter une ou plusieurs variantes.

1 - Une plate-forme littorale terrigène alimentée par un édifice deltaïque.

Ce motif, selon l'abondance des apports sableux, présente deux variantes possibles : l'une avec une plate-forme mixte terrigène et carbonatée sur sa bordure, l'autre avec une plate-forme littorale à dominante terrigène.

a) Une plate-forme terrigène à bordure carbonatée dans le prolongement d'un édifice deltaïque.

Le dispositif qu'illustre la figure 153 a pu être réalisé lors de la première phase de dépôt (phase I) des Grès des Beni Ourimeuch (séquences majeures SI et SII) et des Grès supérieurs de Bou Rached.

Le delta, localisé à la moitié occidentale et méridionale de l'avant-pays, comporte trois ensembles principaux :

- la plaine deltaïque supérieure, drainée par un réseau fluviatile en tresse, à débit très variable, où l'essentiel du matériel, exclusivement sableux, s'est mis en place lors de fortes inondations ;
- la plaine deltaïque inférieure, à sédimentation argilo-silteuse, découpée par des chenaux à remplissage sableux délimitant des vasières marécageuses colonisées par une végétation probablement assez dense ;
- le front deltaïque, organisé en une série de corps lenticulaires sableux correspondant à des barres d'embouchure dont l'extension horizontale est demeurée relativement modeste.

Cet édifice deltaïque se prolongeait distalement par un talus à dépôts terrigènes rythmiques dominant directement le bassin rifain et latéralement par une plate-forme littorale mixte terrigène et carbonatée.

L'organisation des différents paléomilieux est caractérisée par trois types d'enchaînements séquentiels montrant le passage du prodelta aux barres frontales (1) (séquences négatives stratocroissantes), des barres frontales à la plaine deltaïque (2) (séquences positives stratodécroissantes) et par des séquences de plaine deltaïque supérieure (3).

La plate-forme littorale, presque exclusivement sableuse, se subdivise en deux ensembles majeurs :

- la plate-forme littorale proprement dite, prolongement oriental et nord-oriental du delta, où s'accumulaient des sables silicoclastiques en épaisses nappes sableuses, localement accidentées de barres et de mégarides ;
- la bordure carbonatée, de largeur variable, comportant deux principaux types d'environnements : milieux oolitiques, producteurs ou d'accumulations (dunes, barres, lobes d'épandages) et milieux à madréporaires,

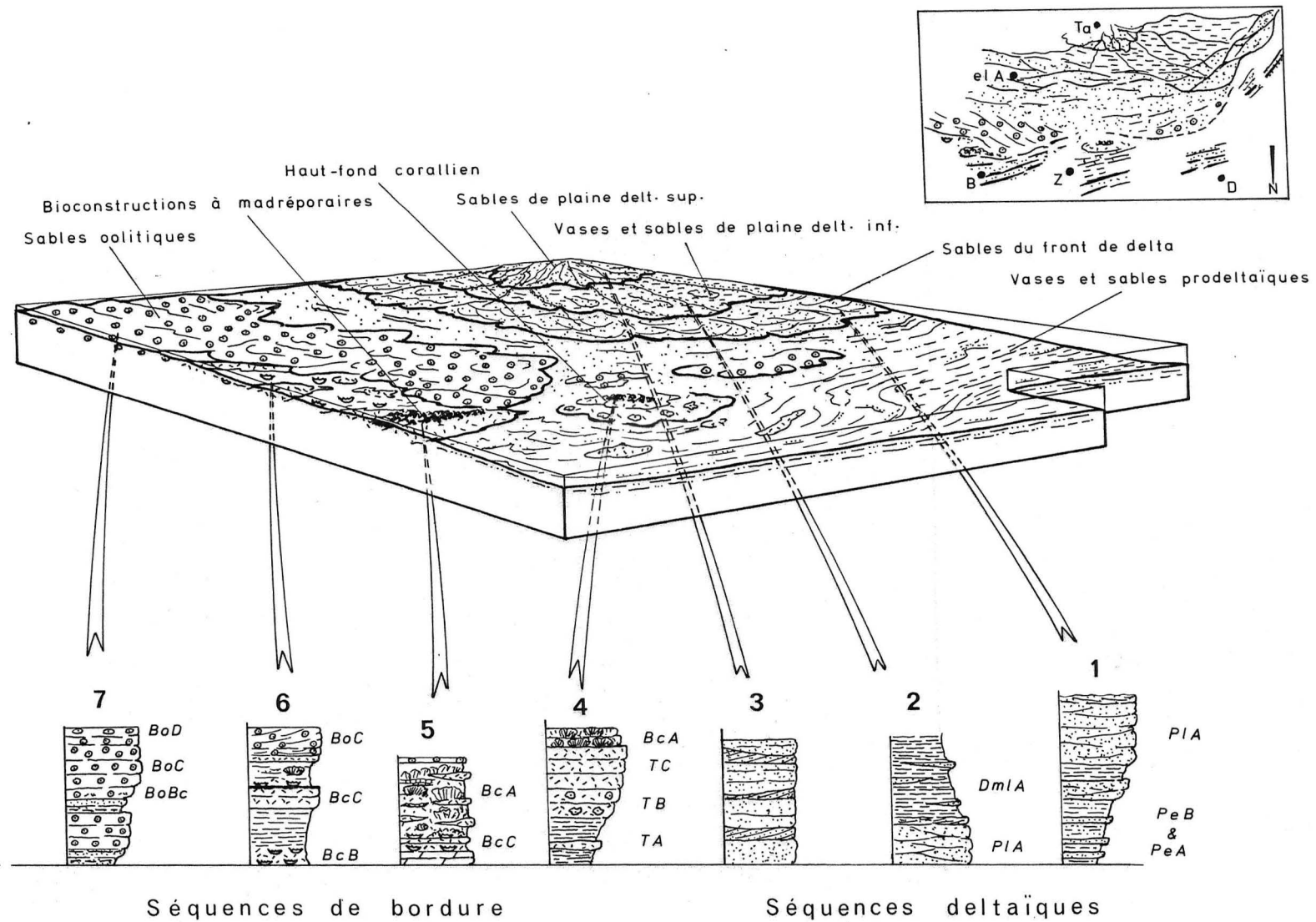


Fig. 153 - Aspect théorique du dispositif de plate-forme littorale mixte, carbonatée et deltaïque : base des Grès des Beni Ourimeuch et des Grès supérieurs de Bou Rached.

généralement un peu plus distaux (bioconstructions et sables bioclastiques issus de leur démantèlement). Ces derniers sont, dans certains cas, prolongés par un talus d'accrétion, sableux à sablo-vaseux à débris de madréporaires dans sa partie supérieure puis vaseux à oncolites à girvanelles dans sa partie inférieure.

Du point de vue séquentiel, 4 types principaux de séquences caractérisent l'organisation et la répartition horizontale des divers environnements de la bordure : séquence de passage du talus aux bioconstructions (4), séquence de bordure à bioconstructions à armature rigide (5), séquence de passage des milieux à madréporaires aux milieux oolitiques (6) et séquence de bordure oolitique (7).

b) Une plate-forme à dominante terrigène dans le prolongement d'un puissant delta sableux.

L'abondance des arrivées terrigènes sableuses, lors de la seconde phase de dépôt des Grès des Beni Ourimeuch et de Bou Rached, engendre un dispositif général dont l'organisation de détail est sensiblement différente de la précédente, bien que la répartition paléogéographique des domaines de delta et de plate-forme demeure pratiquement inchangée (fig. 154).

Le domaine deltaïque est représenté, pour l'essentiel par un vaste front sableux à lobes superposés, plus ou moins étalés en fonction de la valeur du flux terrigène sableux. Une partie des sédiments distaux des lobes, dans le secteur occidental de l'édifice, ont été remobilisés puis transportés par des courants marins littoraux de dérive et redistribués sous forme d'épaisses nappes sableuses sur la plate-forme littorale.

La plate-forme littorale comprend trois domaines principaux :

- une zone d'épandage, en position distale ou latérale par rapport au front deltaïque. Il s'y accumulent des sables fins silicoclastiques, remobilisés à partir des lobes deltaïques, puis transportés d'Ouest en Est par les courants de dérive, perpendiculairement à l'axe de progradation du delta. Après délestage, les sables du fond peuvent s'organiser localement en un système de rides et de dunes sous-marines façonnées par les courants de houle et de marée. Dans les zones où l'apport terrigène est modéré ou momentanément faible, la sédimentation carbonatée se réinstalle provisoirement sous forme de sables oolitiques ou bioclastiques riches en débris d'échinides et de madréporaires ;
- une zone d'îles-barrières résultant de la coalescence de cordons littoraux façonnés par les courants de houle et de marée ;
- une zone de baies et de lagunes, à dépôts vaseux et sablo-vaseux, abritées derrière les îles-barrières et situées dans le prolongement oriental et nord-oriental de l'édifice deltaïque.

L'organisation et les relations entre les divers domaines sédimentaires sont caractérisées par 4 types principaux d'enchaînements séquentiels, avec : des séquences de plate-forme littorale sableuse à passées carbonatées (1), des séquences de passage plate-forme littorale - îles-barrières (2), des séquences de baies et de lagunes protégées (3) et des séquences de passage baie-front deltaïque (4).

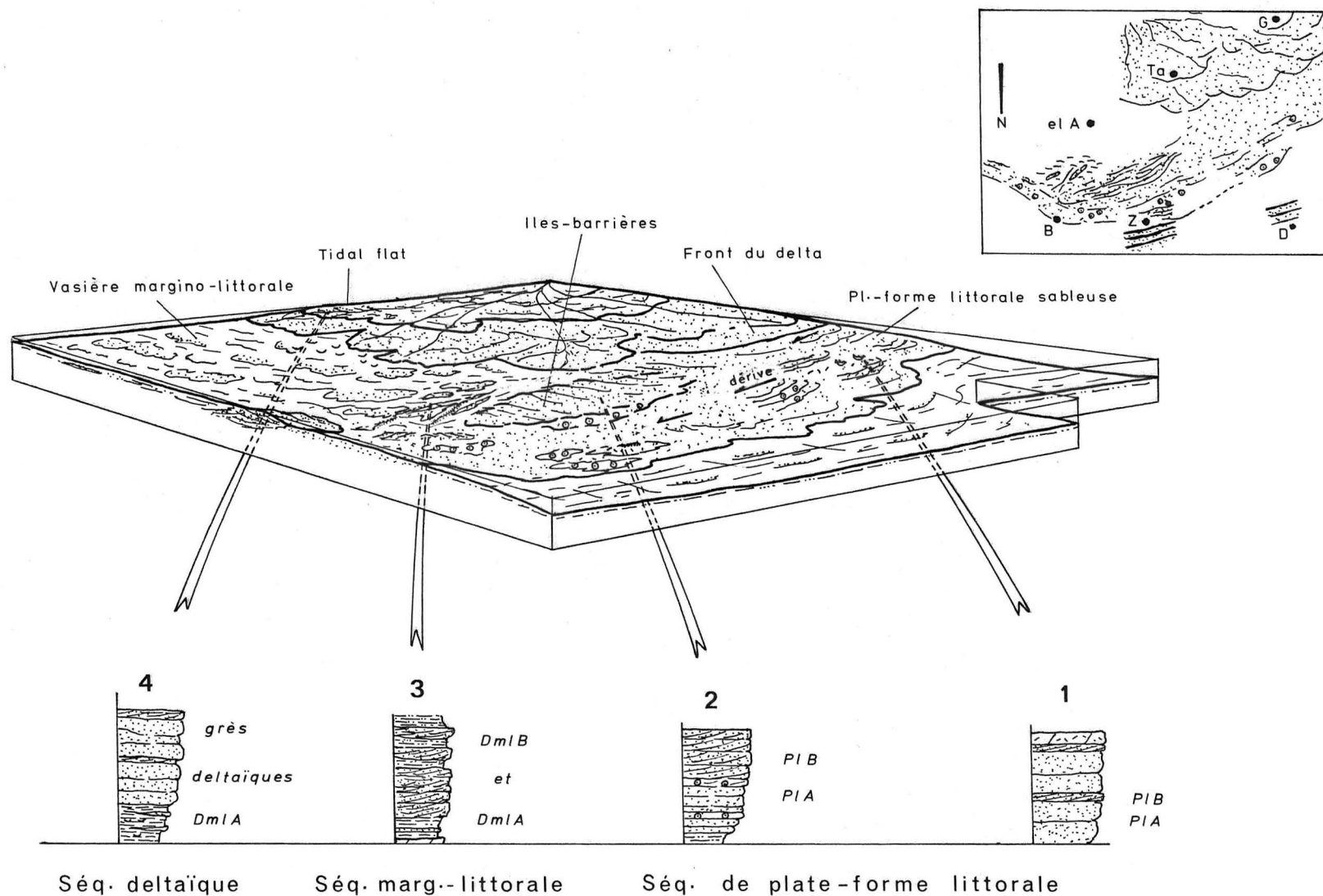


Fig. 154 - Dispositif de plate-forme littorale terrigène et deltaïque : sommet des Grès des Beni Ourimeuch et des Grès supérieurs de Bou Rached.

2 - Une plate-forme carbonatée ou plateau carbonaté à fond plat, protégée par un rebord externe plus ou moins continu.

En suivant Read (1982 et 1985) et Rat *et al.* (1985), le terme de plateau carbonaté (rimmed shelf) sera utilisé ici pour désigner une plate-forme à fond subhorizontal, séparée du domaine externe par une zone de bordure et de talus à pente plus accentuée, par opposition avec le terme de rampe carbonatée (carbonate ramp) qui désigne une plate-forme descendant régulièrement, sans rupture de pente, vers le domaine externe.

De manière générale, le dispositif comporte une vasière interne protégée, subhorizontale, prolongée proximale par un domaine margino-littoral faiblement agité, à tapis algaires et limitée distalement par un rebord à morphologie plus ou moins accentuée, le tout dominant une vasière externe en relais avec le bassin rifain.

A partir de ce motif de base, trois variantes possibles peuvent être définies selon la nature et le comportement de la bordure et en fonction du rapport subsidence-comblement.

a) Un plateau carbonaté barré localement par des levées sableuses et par de petites constructions coralliennes dispersées.

Un tel motif, illustré par la figure 155, devait être réalisé au début de la sédimentation des Calcaires de Mechra Klila.

La vasière externe, partie la plus profonde, située en contrebas de l'édifice de plate-forme, est le siège d'une sédimentation calme à dominante vaseuse ou argilo-vaseuse. La vie sur le fond y est relativement peu développée, les organismes les plus fréquents étant les spongiaires (représentés par leurs spicules), les petits échinides (probablement fouisseurs) et les foraminifères benthiques circalittoraux.

Le passage entre domaines externe et interne est assuré par une zone de transition comportant ou non un rebord morphologique en relief, de type barrière. Lorsqu'une telle bordure existe, elle comporte soit des levées sableuses oolitiques (façade occidentale du massif du Terni) ou bioclastiques et péloïdales à grands foraminifères benthiques dont des labyrinthines (Hassi Berkane), soit de petits ensembles coralliens peu étendus (Aklim).

La vasière interne, de largeur variable (10 à 40 km), est un ensemble très monotone, à fonds réguliers, pratiquement plats, sous une tranche d'eau relativement faible, situés entièrement dans l'étage infralittoral. Sur ces fonds, la sédimentation est essentiellement boueuse, la fraction sableuse étant issue des peuplements d'algues et de la faune qu'ils hébergent. Ce sont surtout des dasycladales telles que Clypeina jurassica, Salpingoporella annulata et Campbelliella striata, associées à des algues encroûtantes comme Thaumtoporella parvovesiculifera. La présence d'oncolites et la fréquence du phénomène de micritisation des bioclastes par les algues endolithes révèlent les autres aspects de l'activité algaire. On ne peut cependant exclure totalement l'existence d'herbiers à algues non calcifiées qui auraient pu jouer un rôle important dans le piégeage de la boue en modifiant le gradient d'agitation de l'eau sur le fond. La faune benthique associée aux végétaux est constituée, pour l'essentiel, de foraminifères (littorinidés, miliolidés, valvulinidés), d'ostracodes,

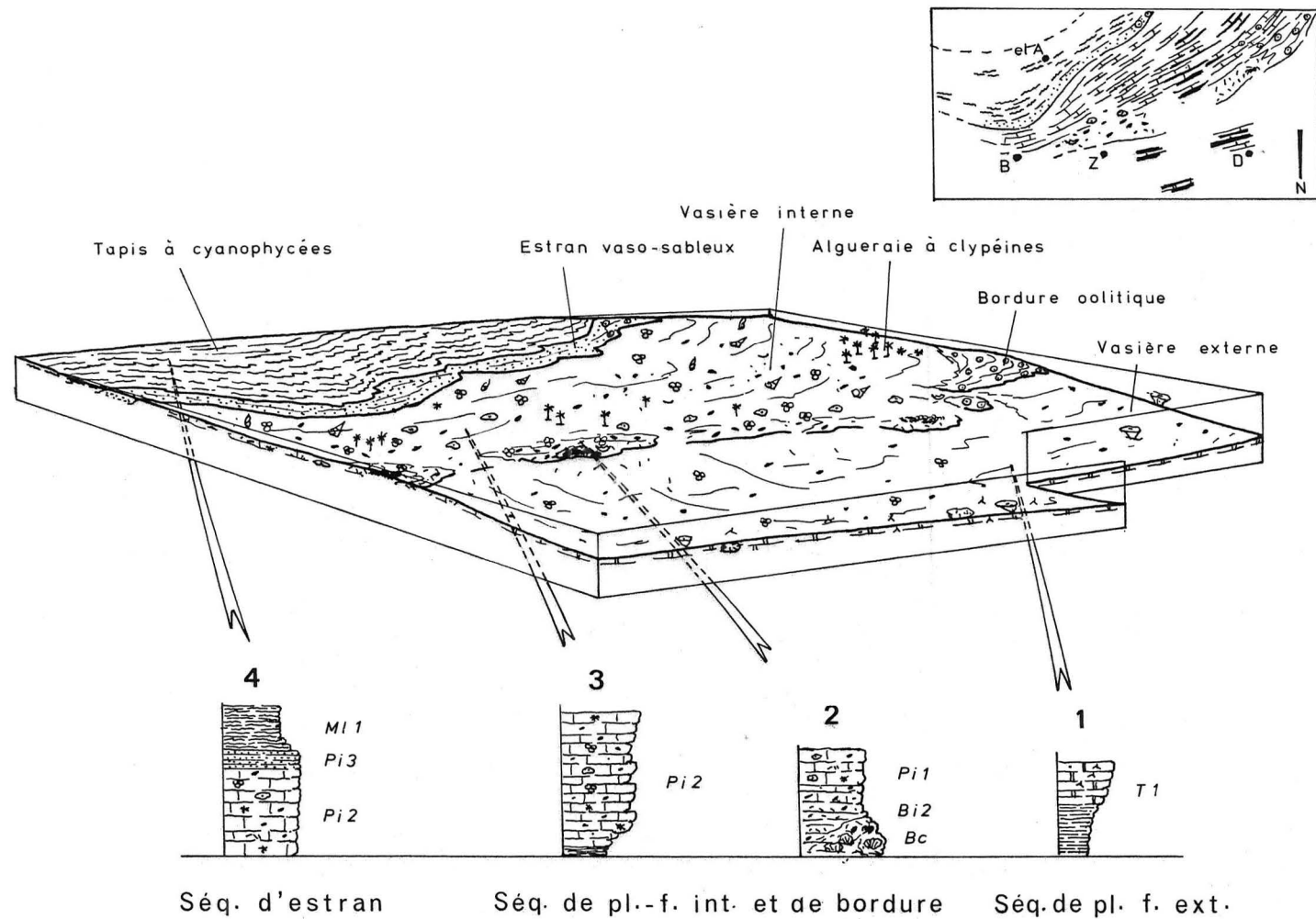


Fig. 155 - Dispositif de plate-forme ou plateau carbonaté barré localement par des levées sableuses et des constructions coralliennes dispersées : base de Calcaires de Mechra Klila.

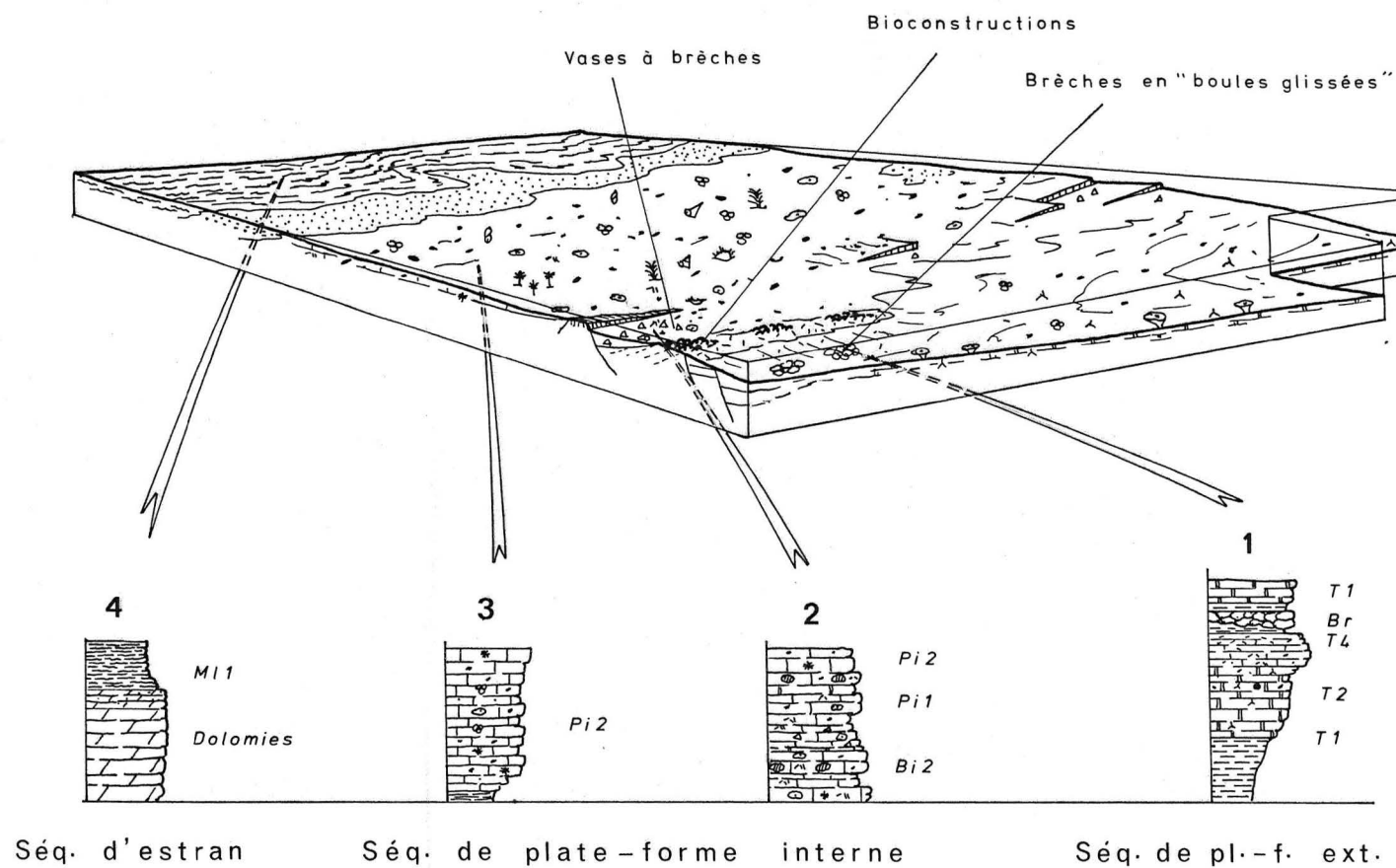


Fig. 156 - Dispositif de plate-forme ou plateau carbonaté à bordure escarpée, découpée par des accidents : sommet des Calcaires de Mechra Klila.

de gastéropodes et de lamellibranches. La bioturbation, toujours intense, est responsable de l'homogénéisation des vases sableuses actuellement sous forme de gros bancs de mudstones et de wackestones très stylolisés.

Le domaine margino-littoral correspond à un vaste estran dont la partie basse, située dans la zone infra à intertidale, est couverte de vases sableuses et de sables fins péloïdaux, finement lités. La partie supérieure supporte un tapis algaire porteur de nombreux indices d'émersion et de dessiccation (structures ocellées, microstructures en "teepee", fentes, brèches).

Du point de vue séquentiel, les divers environnements et les passages de l'un à l'autre sont caractérisés par 4 types principaux d'enchaînements verticaux, avec des séquences : de vasière externe (1), de passage de la bordure à la vasière interne (2), de plate-forme interne (3), de passage de la plate-forme interne à la zone d'estran (4).

b) Un plateau carbonaté à bordure escarpée, découpée par des accidents.

Ce dispositif (fig. 156), dérivé du précédent, correspond à la période d'instabilité enregistrée au sommet des Calcaires de Mechra Klila, dans la zone d'articulation entre domaines externe et interne et marquée dans la sédimentation par les niveaux bréchiques de Lahyat Faraoun et de la région d'Hassi Berkane (Jbel Bessem).

Le jeu en distension des accidents, qui jusqu'alors avait induit un simple fléchissement de la marge, provoque un découpage de la zone de talus, de bordure et même de la partie distale de la plate-forme interne en un système de blocs ou panneaux plus ou moins basculés, qui introduit une plus grande diversification des aires de dépôt :

- sur la partie externe de la bordure, des constructions récifales à madréporaires s'installent localement (Lahyat Faraoun) ; le jeu des failles, qui limitent les blocs, engendre une instabilité du fond et un déséquilibre des sédiments accumulés sur la bordure et le sommet du talus. Ces sédiments vont alors glisser en masse jusque dans les parties basses du talus (vasière externe). Ce jeu peut aussi être responsable de la formation d'escarpements rocheux, dont les débris d'érosion (parfois blocs de plusieurs dizaines de mètres cube) se déplacent par gravité et aboutissent également sur les fonds boueux à spongiaires de la vasière externe ;

- sur la bordure interne et la partie distale de la vasière, l'instabilité est attestée par la présence d'éléments bréchiques et de blocs de dolomie, issus de l'érosion de reliefs sous-marins ou partiellement émergés (crêtes de demi-horsts) et de la résédimentation des débris de toutes tailles dans les zones en creux, ménagées par les demi-grabens, dont les fonds demeurent en permanence dans l'étage infralittoral.

Ces phénomènes de basculement (tilting), typiques des marges passives en extension, caractérisent une phase plus marquée de morcellement de la marge méridionale du bassin rifain.

Par rapport au dispositif précédent, l'organisation séquentielle reste inchangée ; seules diffèrent les séquences de la vasière externe (1), de la bordure et de la partie distale de la vasière interne (2).

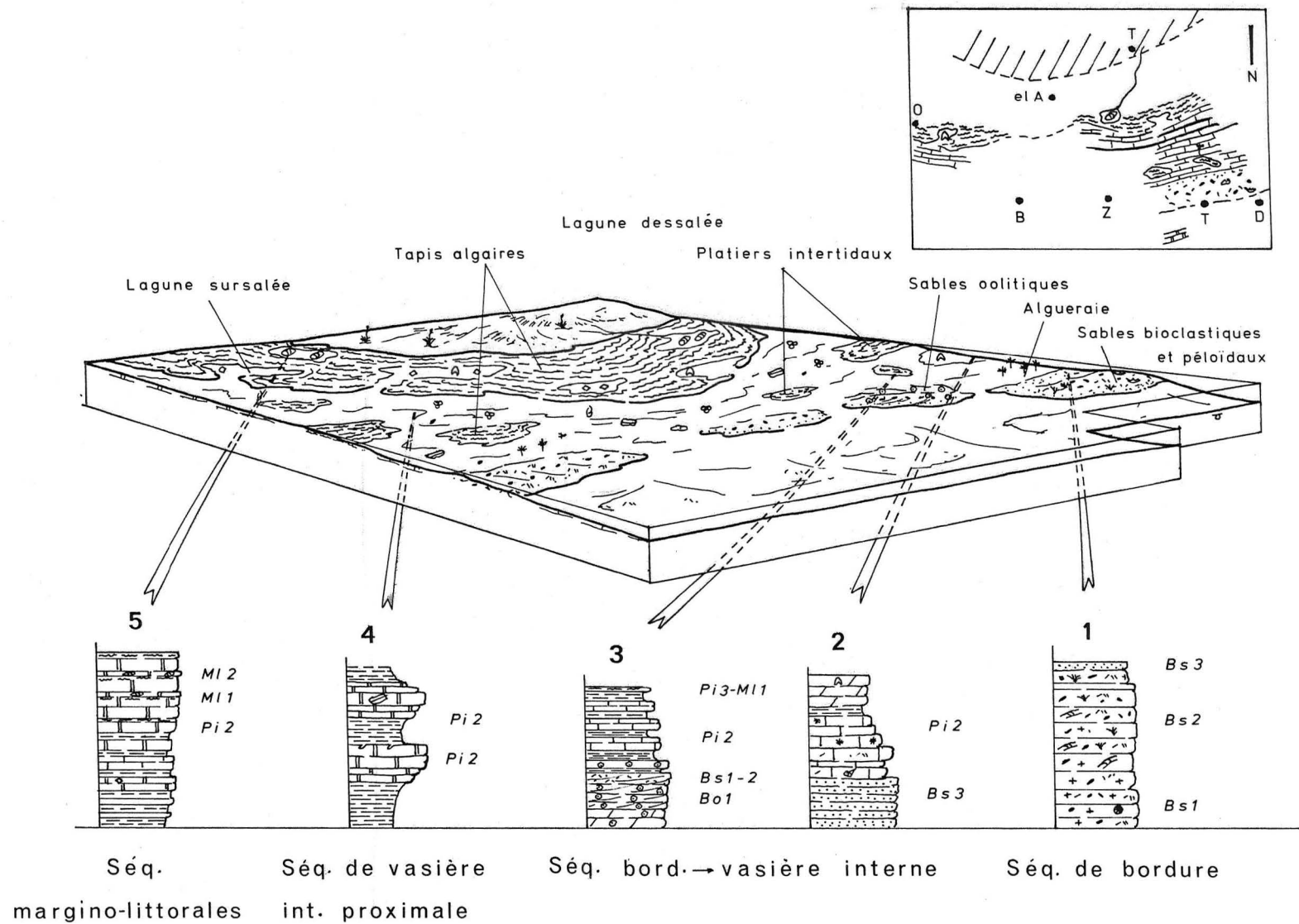


Fig. 157 - Dispositif de plate-forme ou plateau carbonaté très peu profond à bordure sableuse et frange margino-littorale très développée : sommet des Marno-calcaires de Bou Rhennja (régression purbeckienne).

c) Un plateau carbonaté très peu profond à bordure sableuse et frange margino-littorale très développée.

Cette troisième variante, qui illustre l'organisation des divers milieux de dépôt de la plus grande partie des Marno-calcaires de Bou Rhennja (fig. 157), se caractérise par la présence d'une bordure sableuse assurant une protection efficace à une vasière interne très peu profonde, à la limite de l'émersion, prolongée par un large domaine d'estran et de lagunes.

La bordure est occupée par une série de levées, cordons et bancs sableux bioclastiques et oolitiques. La phase biogène est constituée de débris grossiers à fins, plus ou moins usés et micritisés, de madréporaires, échinides, algues vertes, lamellibranches, gastéropodes et foraminifères. Situés en arrière des bancs bioclastiques, les sables oolitiques sont organisés en barres ou rides, plus ou moins mobiles, n'ayant jamais constitués de larges épandages comme ceux de la bordure du premier dispositif (fig. 153).

La vasière interne est un ensemble à fonds relativement réguliers, "accidentés" localement de platiers intertidaux colonisés, au moins temporairement, par les cyanophycées. A l'intérieur même de la vasière, deux domaines principaux peuvent être distingués, en fonction de l'importance des apports argileux et du degré de confinement :

- un domaine distal, à fonds boueux dont la nature essentiellement carbonatée est liée, en partie, à une contamination faible par les terrigènes argileux et à un certain degré d'ouverture sur les eaux du large. Ces deux facteurs semblent être déterminants pour le développement de la vie benthique, principalement représentée par des dasycladales (clypéines, salpingoporelles, actinoporelles) et des foraminifères (anchispirocyclines, éverticyclammines, pseudocyclammines) ;
- un domaine proximal, sublagunaire, à fonds très peu profonds, fréquemment contaminés par des apports argileux abondants, aux eaux confinées (sursalées le plus souvent, mais aussi dessalées parfois) en raison de l'isolement avec les eaux du large qui ne pénètrent que de façon très exceptionnelle. Ces différents facteurs (très faible profondeur, turbidité, confinement et variations de salinité) créent des conditions défavorables à la vie benthique ; seuls subsistent les organismes les plus tolérants tels que lamellibranches et crustacés fouisseurs (favréines) ainsi que certains ostracodes.

Le domaine margino-littoral, qui prolonge le domaine précédent est une aire de dépôt très étendue et très plate, partiellement émergée ou recouverte d'une tranche d'eau pelliculaire. Dans cet environnement toujours plus ou moins exondé, les tapis algaires ont proliféré, entre des lagunes confinées, tantôt sursalées où précipitent des minéraux évaporitiques, tantôt dessalées, colonisées seulement par les charophytes et les ostracodes saumâtres.

Les divers paléomilieux et les passages de l'un à l'autre sont caractérisés par cinq types principaux d'arrangements séquentiels avec des séquences de bordure sableuse bioclastique (1), des séquences de passage de la bordure (oolitique et bioclastique) à la vasière interne distale (2 et 3), des séquences de la vasière proximale (4) et des séquences de passage de la vasière proximale au domaine margino-littoral (5).

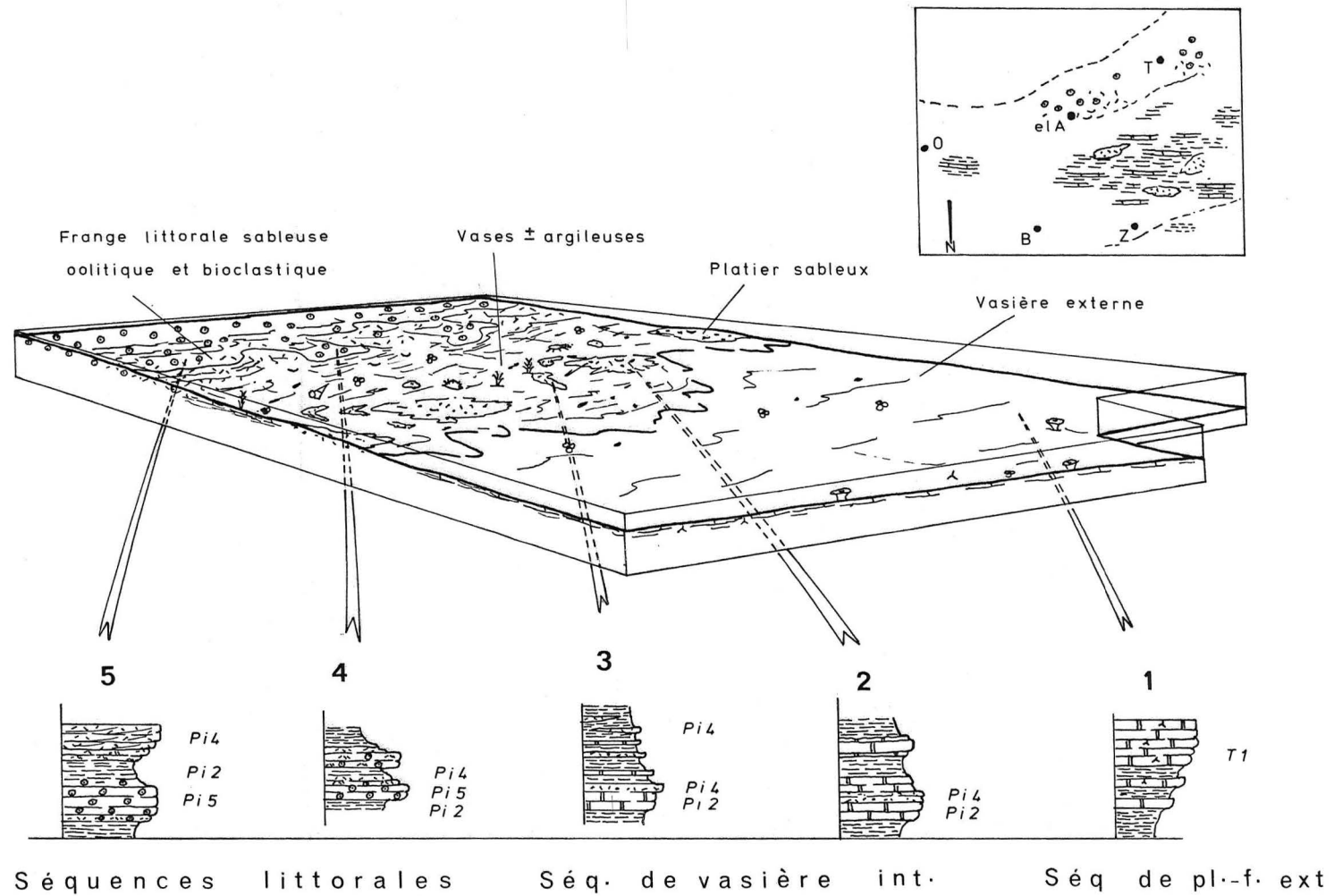


Fig. 158 - Dispositif de plate-forme ou rampe carbonatée inclinée en pente douce vers le large : Marno-calcaires d'Ahmar Lakhdar.

3 - Une plate-forme carbonatée ou rampe carbonatée inclinée en pente douce vers le large.

Ce dispositif de rampe (fig. 158) est réalisé lors du dépôt de l'ensemble marno-calcaire de la Formation d'Ahmar Lakhdar et de la base de la seconde séquence majeure (séquences principales 6 et 7) des Marno-calcaires de Bou Rhennja.

Par rapport au motif précédent le paysage sédimentaire subit des modifications importantes : le fond s'incline vers le large et les eaux marines pénètrent jusque sur la frange côtière. Une grande partie de la plate-forme se trouve alors sous la limite d'action des vagues d'où une sédimentation presque exclusivement boueuse ; le maximum d'agitation est, dans ce cas, concentré le long du littoral.

Deux grands domaines sédimentaires se différencient : une vaste vasière subdivisée en vasière externe (ou distale) et interne (ou proximale) et la frange littorale.

Dans la vasière externe, dont il ne subsiste que de rares témoins à l'affleurement, les dépôts étaient très vraisemblablement de même nature que ceux du motif précédent, à savoir, vases argileuses et vases carbonatées à spongiaires.

La vasière interne est un ensemble comportant de vastes dépressions à fonds boueux, réguliers, séparés par des zones plus hautes (bancs ou platiers) à sédimentation sableuse. Dans les dépressions se sont déposées des vases noires, plus ou moins argileuses, à faune et à flore appauvries (éverticyclammines, lamellibranches, gastéropodes, ostracodes pour la microfaune, et *Campbelliella* pour la microflore. Ces vases sont toujours très bioturbées notamment par les crustacés fouisseurs dont les pelotes fécales (favréines) se sont déposées dans les sédiments ou accumulées dans les terriers. Sur les zones hautes et plus agitées, les dépôts sont des sables vaseux et sables bioclastiques à débris de lamellibranches (huîtres) et d'échinides, à foraminifères et à favréines. Ces sables peuvent également se déposer dans les dépressions après remaniement et transport sous l'action de courants intermittents de forte énergie probablement occasionnés par des tempêtes.

La frange littorale, qui correspond à la zone de plus forte agitation, est organisée en un système de rides et de bancs sableux bioclastiques et oolitiques se prolongeant proximalelement par un estran à sédimentation à dominante oolitique.

Les divers milieux sont caractérisés par cinq types séquentiels principaux : séquence de vasière externe (1), séquence de vasière interne avec passage dépression-platier (2), séquence de vasière interne avec dépôts remaniés issus des platiers, intercalés dans les vases des dépressions (3), séquences littorales (4 et 5).

C - LES FACTEURS DE CONTROLE DE LA SEDIMENTATION.

La nature et la répartition des divers sédiments sur le domaine de plate-forme dépendent de paramètres que l'on peut regrouper en trois

catégories : les facteurs internes (hydrodynamisme, salinité, turbidité, confinement, activité biologique, etc...), les facteurs externes, principalement d'origine climatique et eustatique et enfin le facteur tectonique qui conditionne l'architecture et la morphologie de l'aire de dépôt. Tous ces facteurs qui interviennent dans l'évolution de la sédimentation dépendent évidemment étroitement l'un de l'autre.

Dans notre cas, l'élément qui paraît avoir eu le plus d'importance est le facteur tectonique qui influence autant la morphologie de l'arrière-pays que celle du fond de l'aire de dépôt.

1 - Les facteurs externes.

a) L'eustatisme.

C'est l'un des facteurs le plus difficilement appréciable dans les séries anciennes ; en témoignent les différences notoires dans les courbes de variations du niveau marin proposées par certains auteurs. Cependant, à la fin du Portlandien et au début du Crétacé, les marges du pourtour de la Téthys occidentale et même de la marge cantabrique de l'Ibérie, enregistrent deux phénomènes d'origine eustatique possible, la régression purbeckienne suivie de la transgression berriasienne.

Sur la plate-forme rifaine, mais aussi tellienne, il n'est pas prouvé que seul l'eustatisme ait été responsable de ces tendances régressives et transgressives ; le contexte général laisserait plutôt penser, au contraire, que le contrôle tectonique ait été prédominant, l'eustatisme ayant pu se surimposer.

b) Le climat.

C'est également un facteur dont les nuances sont difficiles à saisir dans les milieux fossiles, d'autant plus que les données géochimiques et palynologiques font défaut. On peut penser néanmoins que :

- la température devait être relativement élevée. Les arguments sont variés : tout d'abord l'importance de la sédimentation carbonatée, même lorsque les apports terrigènes sont abondants (boues calcaires, oolites, phénomènes de dolomitisation, stromatolites). De plus, la présence des Chlorophycées et des Cnidaire indiquent, si l'on se réfère à l'Actuel, des conditions thermiques assez élevées, 15° C avec une salinité de 40‰ et 25° C pour une salinité de 34‰ (Lees, 1973) ;

- la pluviosité devait être plus importante lors de l'épisode à sédimentation silicoclastique dominante et plus faible pendant la période carbonatée qui lui a succédé. En effet, l'imposant volume de matériel terrigène sableux aboutissant aux deltas et à la plate-forme, suppose un réseau fluvial, sur l'arrière-pays, suffisamment important pour assurer le transit à partir des provinces distributrices. Un climat de type tropical humide est donc envisagé pour l'épisode terrigène. A l'inverse, pendant la période de sédimentation carbonatée, la disparition des édifices deltaïques sur la plate-forme rifo-tellienne, la réduction du delta des Ksour d'une part, ainsi que la présence de dépôts à tendance évaporitique (boues à gypse et anhydrite) d'autre part, plaident en la faveur d'une diminution de la pluviométrie. Les indices

de dessalure dans les lagunes margino-littorales mais aussi sur le haut-fond des Monts de Chellala au Portlandien supérieur pourraient indiquer des périodes temporairement plus humides.

2 - Les facteurs internes.

Ils sont très nombreux ; les plus importants dans les processus de sédimentation sont directement liés à la morphologie de l'aire de dépôt, elle-même sous la dépendance de la tectonique.

Ainsi, la présence d'une barrière morphologique (ex : Marno-calcaires de Bou Rhennja) induit :

- un maximum d'agitation localisé à la bordure et corrélativement une énergie faible à la côte ;
- une température, une salinité et un confinement élevés des eaux dans la vasière interne qui influent sur les propriétés physico-chimiques du milieu et sur la composition de la faune et de la flore.

De même, la profondeur et la turbidité des eaux (liée aux arrivées terrigènes argileuses sur la plate-forme) sont deux éléments qui conditionnent le développement des communautés algaires. Pour les Marno-calcaires de Bou Rhennja, par exemple, dans la partie distale de la vasière interne aux eaux encore en relation avec celles du large et peu contaminées par les terrigènes argileux, les dasycladales sont très abondantes alors que dans la partie proximale, polluée par les argiles, les algues vertes sont quasiment inexistantes.

3 - Le facteur tectonique.

C'est le principal contrôle de la sédimentation ; ses manifestations sont enregistrées aussi bien dans les puissantes accumulations sédimentaires (mouvements de subsidence) que dans l'organisation et la répartition paléogéographique des grands domaines de sédimentation de la marge (influence des lignes structurales majeures).

a) La subsidence.

Elle est liée, pour la plus grande part, à la mobilité du soubassement qui s'enfonce en régime de distension et/ou de transtension et dans une moindre mesure à la surcharge sédimentaire.

La mobilité tectonique du tréfonds se manifeste de façons diverses :

- par saccades brutales qui engendrent une accélération de la vitesse de subsidence, un approfondissement généralisé des milieux de dépôt et des changements paléogéographiques importants. Pour l'ensemble des dépôts fini-jurassiques et éocénés de la marge rifaine, quatre "crises" tectoniques d'importance inégale ont été recensées (voir fig. 152) : à la base de la séquence majeure SIII des Grès des Beni Ourimeuch, de la fin des Calcaires de Mechra Klila à la base de la Formation d'Ahmar Lakhdar, à la base de SII et au sommet des Marno-calcaires de Bou Rhennja. Les trois derniers événements tectoniques sont connus à l'échelle régionale ; en Algérie occidentale, ils correspondent à trois des discontinuités majeures de Benest (1985) ;

- par une subsidence régulière, fonctionnant par petits à-coups, enregistrée par les séquences élémentaires et principales qui se répètent de nombreuses fois ;
- par des remaniements, des érosions et des brèches intraformationnelles, notamment celles de la partie sommitale des Calcaires de Mechra Klila dans les secteurs de Lahyat Faraoun et d'Hassi Berkane.

La mobilité du soubassement est encore attestée, mais de façon indirecte, par les fortes épaisseurs de sédiments, notamment dans les Beni Snassen occidentaux avec plus de 2000 mètres accumulés en environ 15 millions d'années, ce qui globalement implique des vitesses de subsidence élevées, de l'ordre de plusieurs centaines de mètres par million d'années.

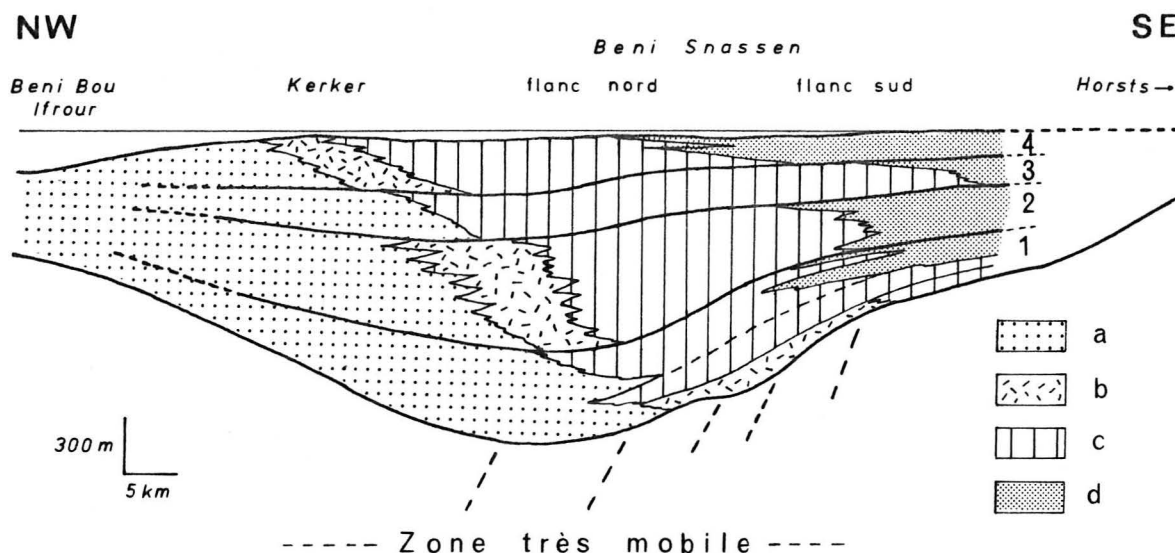


Fig. 159 - Coupe palinspastique représentant la géométrie des quatre corps sédimentaires le long d'un profil partant des Beni Bou Ifrou au NW et se terminant à la limite de la chaîne des Horsts au SE. a : faciès de plate-forme externe et de bassin, b : faciès de bordure ; c : faciès de plate-forme interne ou littorale ; d : faciès margino-littoraux.

Une reconstitution palinspastique (fig. 159) selon une direction NW-SE, partant des Beni Bou Ifrou (avec les données de Wildi, 1981 et Kerchaoui, 1985) et se terminant à la bordure de la chaîne des Horsts, en passant par les Beni Snassen, montre des variations très importantes d'épaisseurs, liées essentiellement à des différences de comportement du soubassement. Ainsi se dessine une zone très mobile, à enfouissement rapide lié au rejeu d'accidents profonds, d'une largeur d'environ 50 kilomètres, localisée aux Beni Snassen et à la région Kerker-Lahyat Faraoun, où sont concentrées les plus fortes accumulations.

b) Les grandes lignes paléotectoniques régionales.

Les reconstitutions paléogéographiques (fig. 72, 73, 117, 118 et 149) pour le Maroc nord-oriental ainsi que celles, plus générales (fig. 74, 120, 121 et 131) qui associent les données sur l'Algérie occidentale (domaine tlemcenien et Atlas saharien) laissent clairement apparaître deux directions paléostructurales majeures : l'une N45 à N70 et l'autre N 110-130.

Les accidents N45-N70 sont en grande partie responsables du jeu en extension (de l'enfoncement) du soubassement pendant la sédimentation. Leur fonctionnement n'a d'ailleurs pas été limité à la période fini-jurassique ; ils ont été mobilisés auparavant pendant le Lias et le Dogger. Dans les Beni Snassen orientaux, par exemple, une zone mobile N70, localisée à la limite actuelle septentrionale du massif, a séparé, pendant une partie du Lias, un domaine émergé au Nord (seuil d'Aïn Regada) d'un domaine marin très subsident au Sud (Cattaneo, 1980). Ces accidents ont également fonctionné très récemment, puisqu'ils sont responsables des limites actuelles entre les massifs montagneux et les plaines qui les séparent.

Les accidents N110-130 sont responsables du décalage des différents bassins sédimentaires. Celui qui devait séparer les domaines rifain marocain nord-oriental et tlemcenien, au Kimméridgien supérieur et au Portlandien, pourrait correspondre à l'accident qui délimite actuellement parties orientale et occidentale des Beni Snassen et qui se prolongerait jusque dans les Kebdana (de Luca, comm. orale).

c) Le contexte géodynamique en Méditerranée occidentale.

Depuis le Lias et pendant tout le Jurassique, l'Afrique s'est déplacée vers l'Est, par rapport à l'Ibérie et au bloc d'Alboran, par l'intermédiaire d'un couloir transformant qui unit l'Atlantique central à la Téthys ligure, tous deux en ouverture (Lemoine, 1982 et Dercourt *et al.*, 1985).

Sur la marge africaine de ce couloir transformant, la paléostructuration au Jurassique supérieur a été régie par le rejeu d'accidents profonds, sans doute décrochants, à composante verticale importante, qui ont engendré la création de zones (ou ombilics ou dépôt-centres) très subsidentes, allongées selon une direction moyenne NE-SW (domaine rifain oriental, domaine tlemcenien et Atlas saharien). Dans ces différentes zones, de forme approximativement losangique, la direction d'extension moyenne est orientée N120-130.

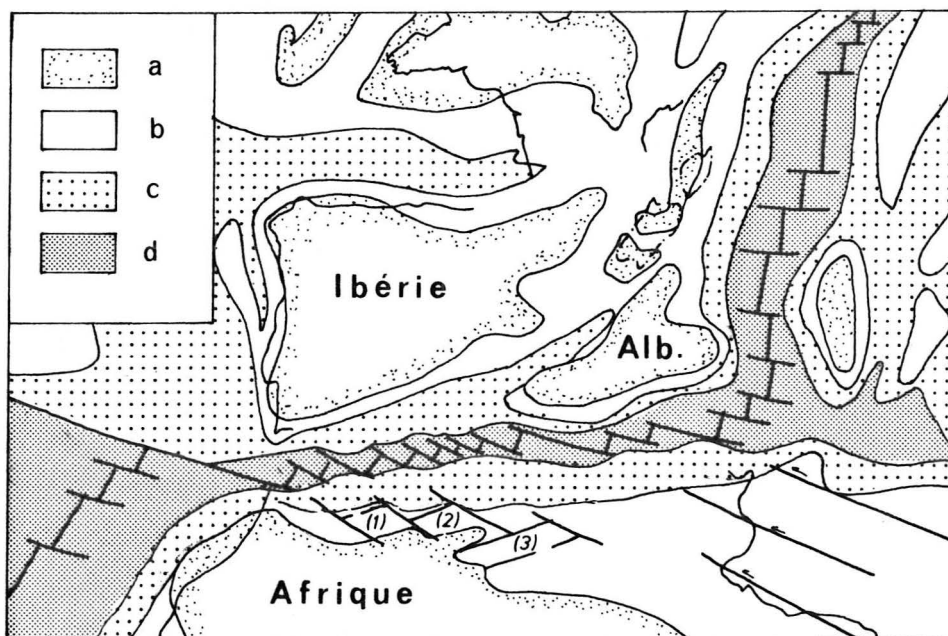


Fig. 160 - Contexte géodynamique en Méditerranée occidentale au Jurassique supérieur (d'après Dercourt *et al.*, 1985, modifié). 1 : domaine rifain oriental ; 2 : domaine tlemcenien ; 3 : Atlas saharien ; a : terres émergées ; b : croûte continentale (domaine des marges) ; c : croûte amincie ; d : croûte océanique.

Un tel dispositif, en distension (et/ou en transtension), est tout à fait compatible avec l'interprétation proposée par Dercourt *et al.* (1985) qui envisagent entre l'Ibérie et l'Afrique une dérive sénestre le long de failles transformantes en échelon orientées WNW-ESE, combinée à une ouverture de direction WNW-ESE (qui écarte l'Ibérie de l'Afrique), par amincissement crustal et même création de croûte océanique. Cette accréction pourrait, selon Bouillin (1986), avoir pour témoin la série volcano-sédimentaire de Sendouah-Tabellout (Petite Kabylie) qui constitue le substratum des radiolarites et du flysch éocétacé d'affinités maurétaniennes. Cet auteur donne de la zone qui sépare l'Europe de l'Afrique au Jurassique supérieur, l'image d'un "... petit océan très allongé - un peu comme la Mer Rouge -, avec une étroite zone d'accréction axiale...".

Sur la marge continentale ouest-africaine de cette zone, il apparaît donc que la géométrie des dispositifs sédimentaires a été contrôlée par le jeu d'un système d'accidents orientés suivant deux directions fondamentales : l'une N45-70, toujours bien exprimée dans toutes reconstitutions paléogéographiques proposées jusqu'alors et l'autre N110-130, signalée seulement dans la partie orientale de la marge maghrébine ("géosuture" Aurès-Hodna de Guiraud, 1975 et grands décrochements de Tunisie). On peut remarquer également que cette dernière direction correspond dans le Haut Atlas (Laville, 1982), mais à une époque antérieure (Lias et base du Dogger), à l'un des traits fondamentaux de l'évolution tectono-sédimentaire.

BIBLIOGRAPHIE

* *

- ABED S. (1982) - Sédimentologie du Jurassique moyen et supérieur du Djebel Amour (Algérie). Thèse 3ème Cycle, Pau, 242 p., 24 fig.
- AIGNER T. (1979) - Schill Tempestite im Oberen Muschelkalk (Trias, SW-Deutschland). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart, vol. 157, n° 3, p. 326-343, 7 fig.
- ALEM A. (1964) - Contribution à l'étude géologique de la région de Taourirt (Maroc oriental). Rapport B.R.P.M., Rabat, inédit, 26 p.
- ALLEN G.P., LAURIER D. et THOUVENIN J. (1979) - Etude sédimentologique du delta de la Mahakam. Notes et Mém. Total C.F.P., Paris, n° 15, 156 p., 91 fig., 2 cartes.
- ALLEN J.R.L. (1968) - Current ripples. Their relation to patterns of water and sediment motion. Amsterdam : North-Holland Publ. Comp., 433 p.
- ARNAUD H. (1981) - De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien : le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy). Géol. Alpine, Grenoble, Mém. spéc. 12, 3 vol., 804 p., 297 fig., 115 pl.
- ARNAUD-VANNEAU A. (1980) - Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys. L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). Géol. Alpine, Grenoble, Mém. spéc. 11, 3 vol., 874 p., 254 fig., 115 pl.
- ARNAUD-VANNEAU A. et DARSAC C. (1984) - Caractères et évolution des peuplements de foraminifères benthiques dans les principaux biotopes des plates-formes carbonatées du Crétacé inférieur des Alpes du Nord (France). Géobios, Lyon, Mém. spéc. n° 8, p. 19-23, 2 pl.
- ATROPS F. et BENEST M. (1981) - Données biostratigraphiques nouvelles sur l'Oxfordien et le Kimméridgien du Djebel Nador de Tiaret (avant-pays tellien, Algérie) ; conséquences paléogéographiques. Géobios, Lyon, n° 14, fasc. 1, p. 115-122, 3 fig.
- ATROPS F. et BENEST M. (1982) - Découverte de faunes d'ammonites de la zone à Platynota (Kimméridgien inférieur) dans les Monts de Chellala (avant-pays tellien, Algérie). Géobios, Lyon, n° 15, fasc. 6, p. 951-957, 2 fig., 1 pl.

- AUCLAIR D. et BIEHLER J. (1967) - Etude géologique des Hautes Plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda. Publ. Serv. géol. Algérie, Alger, N.S., n° 34, p. 3-45, 4 fig., 6 pl., 1 carte h.t.
- AUGIER C. (1967) - Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. Publ. Serv. géol. Algérie, Alger, N.S., n° 34, p. 47-80, 8 fig., 6 pl. h.t.
- AZEMA J. (1977) - Etude géologique des zones externes des Cordillères bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne). Thèse Sc. Paris, 396 p., 259 fig.
- BASSOULLET J.P. (1973) - Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). Thèse Sc. Paris, 2 t., 497 p., 50 fig., 32 pl.
- BASSOULLET J.P. et FOURCADE E. (1979) - Essai de synthèse de répartition des foraminifères benthiques du Jurassique carbonaté mésogéen. C.R. somm. Soc. géol. France, Paris, fasc. 2, p. 69-71, 1 fig.
- BENEST M. (1974) - Evolution tectonogénétique de la partie orientale de la dépression de Sebdou (Monts de Tlemcen, Algérie) : les mouvements paroxysmaux générateurs de chevauchements. C.R. Acad. Sc., Paris, sér. D, t. 278, p. 1693-1696, 1 fig.
- BENEST M. (1981) - La marge gondwanienne de l'Ouest algérien au Jurassique supérieur et à l'Eocène : les grands traits de l'évolution tectono-sédimentaire mégarythmique. Bull. Soc. géol. France, Paris, (7), t. 23, n° 6, p. 663-672, 2 fig.
- BENEST M. (1982) - Importance des décrochements sénestres (N-S) et dextres (E-W) dans les Monts de Tlemcen et de Daïa (Algérie occidentale). Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., Paris, vol. 23, fasc. 5, p. 17-35, 8 fig.
- BENEST M. (1985) - Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé. Thèse Sc. Lyon, Docum. Lab. Géol. Lyon, n° 95, 581 p., 145 fig., 23 pl.
- BENEST M. et DONZE P. (1980) - Caractérisation du Berriasien dans la chaîne du Gareb (avant-pays rifain, Maroc oriental). Evolution des faciès et milieux de dépôt. Notes Serv. géol. Maroc, Rabat, t. 41, n° 285, p. 47-58, 4 fig.
- BENZAQUEM M., HAMEL C. et MEDIONI R. (1965) - Etude stratigraphique préliminaire des formations du bassin de Guercif. Rapp. inéd. Serv. Carte géol. Maroc, 74 p., 16 pl. h.t.
- BERNIER P. (1984) - Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. Thèse Sc. Lyon, Docum. Lab. Géol. Lyon, n° 92, 803 p., 218 fig., 21 tabl., 36 pl.

- BOURQUE P.A. (1979) - Facies of the Silurian West Point reef complex, Baie des Chaleurs, Gaspésie, Quebec. Geol. Assoc. Canada, Field Guide book B2, 29 p.
- BRENNER R.L. et DAVIES D.K. (1974) - Oxfordian Sedimentation in Western Interior United States. Bull. Am. Ass. Petrol. geol., Tulsa, vol. 58, n° 3, p. 407-428, 25 fig., 1 tabl.
- CANEROT J., CUGNY P., PEYBERNES B. et RAHHALI I. (1981) - Le complexe urgénien dans l'avant-pays rifain oriental (Maroc). C.R. Acad. Sc. Paris, Sér. II, t. 293, p. 699-702, 1 fig.
- CANT D.J. (1982) - Fluvial Facies Models and their Application. A.A.P.G. Mem. 31, p. 115-137.
- CANT D.J. et WALKER R.G. (1978) - Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. Sedimentology, vol. 25, p. 625-648.
- CATTANEO G. (1980) - Sédimentation carbonatée liasique, chronologie et interprétation des événements tectoniques cénozoïques dans les Beni Snassen orientaux (Maroc nord-oriental). Rapport avec les régions voisines d'Algérie occidentale. Bull. Soc. géol. France. (7), t. XXII, n° 2, p. 185-191, 4 fig.
- CATTANEO G. (1983) - Biostratigraphie et évolution sédimentologique de la série de plate-forme carbonatée du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de l'avant-pays rifain oriental (Maroc). C.R. Acad. Sc., Paris, t. 296, p. 373-378, 1 pl.
- CATTANEO G. (1984) - La marge téthysienne de la bordure nord-occidentale du Maghreb au Jurassique supérieur : un modèle de plate-forme à sédimentation carbonatée et terrigène deltaïque (massif des Beni Snassen, Maroc nord-oriental). Rev. Géol. dyn. et Géog. phys., Paris, vol. 25, fasc. 1, p. 45-57, 6 fig.
- CATTANEO G. (1985) - Caractères sédimentologiques, morphologiques et paléogéographiques de la Plate-forme Carbonatée de l'avant-pays Rifain Oriental (Maroc) au Jurassique supérieur et à l'Eocrétacé. Journ. of Afr. Earth Sc., vol. 3, n° 4, p. 471-478, 6 fig.
- CATTANEO G. (1985) - La sédimentation carbonatée en plate-forme superficielle : exemple de la marge rifaine au Jurassique supérieur. Bull. Inst. Scientifique, Rabat, n° 9, p. 67-80, 7 fig.
- CATTANEO G. et LUCA P. de (1982 a) - Mise en évidence de phénomènes de basculement de blocs sur la marge continentale méditerranéenne du Maroc oriental (Jurassique supérieur des Beni Snassen, Kebdana). 9ème Réun. Ann. Sci. Terre, Paris, p. 124. - Livre en dépôt à la Soc. géol. France.
- CATTANEO G. et LUCA P. de (1982 b) - Mouvements distensifs d'âge jurassique dans l'avant-pays du Rif oriental. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 294, p. 55-58, 2 fig.

- CATTANEO G. et RAT P. (1986) - Régression et transgression dans une succession de séquences d'exondation en plate-forme superficielle (Kimméridgien-Berriasien des Beni Snassen, Maroc). Colloque transgression et régression, Mém. géol. Univ. Dijon, sous presse.
- CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. (1962) - Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. Livre Mém. Prof. P. Fallot, t. 1, p. 447-527, pl. I-VII.
- COLEMAN J.M. (1969) - Brahmaputra River channel processes and sedimentation. Sed. Geology, vol. 13, p. 129-239.
- CONRAD M. A., PEYBERNES B. et WEIDMANN M. (1974) - Présence de Trinocladus perplexus ELLIOTT (Dasycladales) dans le Jurassique de France et de l'Afrique du Nord-Est. C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, N.S., IX, fasc. 1-3, p. 14-29, 9 fig.
- CRESCENTI U. (1969) - Biostratigraphia delle facies Mesozoiche dell'Appennino Centrale : Correlazioni. Geol. Rom., Roma, vol. VIII, p. 15-40, 22 fig., 1 tabl.
- DARDEAU G. et PASCAL A. (1982) - La régression fini-jurassique dans les Alpes maritimes : stratigraphie, faciès, environnements sédimentaires et influences du bâti structural dans l'arc de Nice. Bull. B.R.G.M., (2) I, n° 3, p. 193-204, 6 fig., 2 pl. ph.
- DELFAUD J. (1974) - La sédimentation deltaïque ancienne. Exemples nord-sahariens. Bull. Centre Rech. SNPA, Pau, vol. 8, n° 1, p. 241-262, 13 fig.
- DELFAUD J. (1975) - Les Grès des Ksour (Algérie). Un delta de plate-forme stable. IX ème Cong. intern. Sédiment., Nice, thème 5, t. 1, p. 159-162, 6 fig.
- DELFAUD J. (1983) - Les paléoclimats du Jurassique en Europe occidentale. Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n° 34, p. 121-135, 11 fig.
- DELTEIL J., FENET B., GUARDIA P. et POLVECHE J. (1971) - Géodynamique de l'Algérie nord-occidentale. C.R. som. Soc. géol. France, Paris, fasc. 8, p. 414-417.
- DERCOURT J. et al. (1985) - Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. Bull. Soc. géol. France, Paris, (8), t. I, n° 5, p. 637-652, 1 fig., 9 pl. h.t.
- DRESNAY R. du (1971) - Extension et développement des phénomènes récifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen. Bull. Soc. géol. France, Paris, (7), t. XIII, p. 46-56.
- DUNHAM R. J. (1962) - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In : Classification of carbonate rocks. A symposium. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Mém. n° 1, p. 108-121, 7 pl., 1 tabl.

- ELMI S. (1970) - Rôle des accidents décrochants de direction SSW-NNE dans la structure des Monts de Tlemcen (Ouest algérien). Bull. Soc. Nat. Afr. Nord, Alger, t. 61, fasc. 3-4, p. 3-8, 1 fig.
- ELMI S. et BENEST M. (1978) - "Les Argiles de Saïda" faciès flyschöide du Callovo-Oxfordien du sillon tlemcenien (Ouest algérien) : stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique. Livre jubilaire Jacques Flandrin. Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, H.S. 4, p. 203-261, 14 fig., 9 pl.
- ENNADIFI Y. (1974) - Etude géologique du Prérif oriental et de son avant-pays (région comprise entre Mezguitem, Aïn Zorah et Tizeroutine). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, Rabat, n° 253, 66 p., 19 fig., 8 pl. phot., 5 pl. h.t.
- FISHER W.L. et MAC GOWEN J.H. (1969) - Depositional systems in Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relation to occurrence of oil and gas. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa, vol. 53, n° 1, p. 30-54, 12 fig.
- FLUGEL E. (1979) - Palaeoecology and microfaciès of Permian, Triassic and Jurassic algal communities of Platform and Reef Carbonates from the Alps. Bull. Centre Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine, 3, 2, p. 569-587.
- FOLK R. L. (1962) - Spectral subdivisions of limestone types. In classification of carbonate rocks. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Mém. n° 1, p. 62-84, 7 fig., 3 tabl. 1 pl.
- FOURCADE E. (1970) - Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaînes bétiques et ibériques. Thèse Sc., Paris, 468 p., 58 fig., 37 pl.
- FREEMAN T. (1962) - Quiet water oolites from Laguna Madre, Texas. Journ. Sediment. Petrol., 32, p. 475-483.
- GENTIL L. (1908 a) - Esquisse géologique du Massif des Beni Snassen. Bull. Soc. géol. France, (4), t. 8, p. 391-417, 6 fig., 2 pl., 1 carte.
- GENTIL L. (1908 b) - Sur la constitution géologique du massif des Beni Snassen (Maroc) - C.R. Acad. Sci., Paris, t. 146, n° 25, p. 1344-1346.
- GIRET P. (1985) - Histoire paléogéographique, pétrologique et structurale du district à Fluorine de Taourirt. Thèse 3ème Cycle, Orléans, 192 p., 70 fig., 3 cartes h. t.
- GUARDIA P. (1970) - Etude structurale du Djebel Fillaoussène et aperçu sur la tectogenèse atlasique dans l'autochtone oranais (Algérie occidentale). Bull. Soc. géol. France, Paris, (7), t. 12, n° 2, p. 220-226, 5 fig.
- GUARDIA P. (1975) - Géodynamique de la marge alpine d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. Thèse Sc., Nice, 286 p., 140 fig., 5 pl.

- GUIRAUD R. (1975) - L'évolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Bassin du Hodna et des régions voisines. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., Paris, t. 2, vol. XVII, fasc. 4, p. 427-446, 12 fig.
- HAMEL C. (1968) - Etude géologique de la terminaison occidentale de la chaîne du Gareb (avant-pays du Rif oriental). Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, n° 199, 78 p., 29 fig., 2 pl. h.t.
- HAMEL C. et LEHMANN R. (1964) - Une coupe du Crétacé inférieur à Orbitolines du synclinal du Jbel Hamza (avant-pays du Rif oriental, Maroc). C.R. somm. Soc. géol. France, Paris, fasc. 5, p. 191-193, 2 fig.
- HAMEL C. et al. (1973) - Carte géologique au 1/100 000 de Tistoutine. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, n° 167.
- HARMS J. C., SOUTHARD J. B., SPEARING D. R. et WALKER R. G. (1975) - Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Soc. Econ. Paleontologist Mineralogists, Tulsa, Short Course, n° 2, 161 p.
- HARMS J. C., SOUTHARD J. B. et WALKER R. G. (1982) - Structures and sequences in clastic rocks. Soc. Econ. Paleontologist Mineralogist, Tulsa, Short Course n° 9, 239 p.
- HERVOUET Y. (1983) - Phases compressives quaternaires sur la bordure orientale du Rif. Ann. Soc. géol. Nord, Lille, t. CIII, p. 407-412, 5 fig.
- HERVOUET Y. (1985) - Géodynamique alpine (Trias-Actuel) de la marge septentrionale de l'Afrique, au Nord du bassin de Guercif (Maroc oriental) Thèse Sc., Pau, 367 p., 182 fig.
- HERVOUET Y. et LUCA P. de (1980) - Place de l'Unité chaotique de Gareb-Kebdana dans l'orogène rifain : implications géodynamiques. Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXII, n° 3, p. 305-310, 4 fig.
- HERVOUET Y. et HOEPPFNER Ch. (1982) - Existence d'un magmatisme acide à intermédiaire dans le Permo-Trias du Maroc oriental : l'ensemble volcanique du Boudoufoud (Nord de Guercif). C.R. Acad. Sc., Paris, sér. II, t. 295, p. 497-500, 3 fig.
- HOTTINGER L. (1967) - Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, n° 209, 168 p., 57 fig. 20 pl.
- JAFFREZO M. (1980) - Les formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien : Micropaléontologie stratigraphique, Biozonation, Paléoécologie, Extension des résultats à la Mésogée. Thèse Sc., Paris, 614 p., 167 fig.
- KELLING G. et MULLINS P. R. (1975) - Graded limestones and limestone-quartzite couplets : possible storm-deposits from the Moroccan Carboniferous. Sedim. Géol., Amsterdam, vol. 13, n° 3, p. 161-190, 17 fig.

- KERCHAoui S. (1985) - Etude géologique et structurale du massif des Beni Bou Ifrouir (Rif oriental, Maroc). Thèse 3ème Cycle, Paris Sud, Trav. Lab. Géologie de l'Afrique, n° 8, 183 p., 97 fig., annexes.
- LAGAAY R., ARENS P. J., IMANDT J. et DE SITTER L. U. (1952) - La série mésozoïque des environs de Taourirt (Maroc oriental). Géologie en Mijnbouw, 14e Jaargang, n° 8, p. 259-267, 4 fig.
- LAVILLE E. (1982) - Le bassin de la Bahira : un relai entre le bassin losangique haut atlasique et la marge atlantique (Maroc). C.R. Acad. Sc., Paris, t. 295, p. 615-620, 1 pl.
- LAVILLE E. (1985) - Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut Atlas (Maroc). Modèle en relais multiples de décrochements. Thèse Sc., Montpellier. 166 p., 79 fig., 3 pl., 1 carte.
- LEES A. (1961) - The Waulsortian "Reefs" of Eire : a carbonate mudbank complex of Lower Carboniferous age. Journ. Geology, vol. 69, p. 101-109.
- LEES A. (1964) - The structure and origin of Waulsortian (Lower carboniferous) "reefs" of West Central Eire. Phil. Trans. Royal Soc., London, vol. 247, p. 483-531, 32 fig.
- LEES A. (1973) - Les dépôts carbonatés de plate-forme - Bull. Centre Rech. Pau SNPA, 7, 1, p. 177-192, 5 fig.
- LIZAUR J. de, MARCAIS J., COLO G. et SUTER G. (1951) - Traits généraux de la chaîne des Kebdana. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 232, p. 1124-1126, 1 carte.
- LOREAU J. P. (1982) - Sédiments aragonitiques et leur genèse. Mém. Mus. Hist. nat., Paris, n° sér., sér. C, Géologie, t. XLVII, 312 p., 62 fig., 61 tabl., 58 pl. phot.
- LUCA P. de (1978) - L'unité chaotique des Kebdana (région de Zaïo, Maroc). Relation structurale avec l'avant-pays du Rif oriental. Bull. Soc. géol. France, (7), t. XX, n° 3, p. 339-343, 2 fig.
- LUCAS G. (1942) - Description géologique et pétrographique des Monts du Ghar Rouban et du Sidi el Abed. Thèse Sciences, Paris. Publ. Serv. géol. Algérie, Alger, sér. 2, n° 16, 538 p., 131 fig., 34 pl.
- MARCAIS J. et VAN LECKWYCK W. (1936) - Sur la géologie et les gisements de lignite de la plaine de Guercif. C.R. 7ème Congr. int. Mines, Métall. et Géol. appl., Paris, t. 1, p. 289-300, 3 fig.
- MASSE J. P. (1976) - Les Calcaires urgoniens de Provence. Valanginien-Aptien inférieur. Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. Thèse Sc., Aix-Marseille, 445 p., 125 fig., 60 pl., 11 tabl.
- MIALL A. D. (1977) - A Review of the Braided River depositional environment. Earth Science Reviews, vol. 13, p. 1-62.

- MONGIN D. et MONITION L. (1952) - Nouvelles observations stratigraphiques et paléontologiques sur le Jurassique supérieur de la Basse Moulouya. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, t. 6, n° 95, p. 135-159, 7 fig., 1 tabl., 2 pl.
- MONITION L. (1954) - Observations tectoniques nouvelles de la région de Mechra Klila (Basse Moulouya). Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, t. VIII, n° 120, p. 11-17, 4 fig., 3 pl. h.t.
- MONITION L. (1958) - Etude géologique de la région de Mechra Klila (Basse Moulouya). Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, n° 140, 96 p., 18 fig., 17 pl.
- MONTY C. (1982) - Cavity or fissure dwelling stromatolites (endostromatolites) from Belgian Devonian mud-mounds. Ann. Soc. géol. Belgique, 105, p. 343-344.
- MOREL J. L. (1980) - Contribution à l'étude géologique et structurale de la région de Midar (Rif oriental, Maroc). Thèse 3ème Cycle, Paris Sud, 178 p., 53 fig., 5 pl. h. t.
- NELSON C. H. (1982) - Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering shelf : a mimic of Bouma sequences and turbidite systems. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 52, n° 2, p. 537-545, 5 fig.
- PASCAL A. (1984) - Les systèmes biosédimentaires urgoniens (Aptien-Albien) sur la marge nord-ibérique. Thèse Sc. Dijon, 561 p., 145 fig., 13 pl.
- PERES J. M. (1961) - Océanographie biologique et biologie marine. t. 1 : La vie benthique. P.U.F., 541 p., 35 fig.
- PERES J. M. et PICARD J. M. (1959) - On the vertical distribution of benthic communities. First. Intern. Oceanogr. Cong., New York.
- PERRODON A. (1982) - Réflexions sur la notion de système sédimentaire, approche géodynamique. Livre jubilaire G. Lucas. Mém. géol. Univ. Dijon, n° 7, p. 481-489, 3 fig.
- PEYBERNES B. (1976) - Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse Sc., Toulouse, 459 p., 149 fig., 42 pl.
- PURSER B. H. (1975) - Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Thèse Sc., Paris, 383 p., 183 fig. + appendice, 68 p., 37 fig.
- PURSER B. H. (1980-83) - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Ed. Technip Paris, t. 1, 366 p., 192 fig., t. 2, 389 p., 199 fig.
- RAT P. (1982) - Essai sur la notion de système biosédimentaire . Livre jubilaire G. Lucas. Mém. géol. Univ. Dijon, n° 7, p. 491-501, 7 fig.
- RAT P. et PASCAL A. (1979) - De l'étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens. Colloque sur l'Urgonien des pays méditerranéens. Géobios, Lyon, Mém. spécial n° 3, p. 385-399, 4 fig.

- RAT P., FLOQUET M., MENOT J. C. et PASCAL A. (1985) - La sédimentation carbonatée néritique dans la genèse et l'aménagement de la morphologie sous-marine. Bull. de la Section des Sciences, Paris, C.T.H.S., T. IX, p. 93-114, 14 fig.
- READ J. F. (1982) - Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins : types, characteristics and evolution. Tectonophysics, vol. 81, p. 195-212, 7 fig.
- READ J. F. (1985) - Carbonate Platform Facies Models. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa, vol. 69, n° 1, p. 1-20, 10 fig.
- REINECK H. E. et SINGH I. B. (1980) - Depositional Sedimentary Environments Springer Verlag, Berlin, Heideberg, New York, 549 p., 683 fig.
- SCHOLLE P. A. and SPEARING D. (1982) - Sandstone Depositional Environments. A.A.P.G. Mem. 31, 410 p.
- SIMONS D. B., RICHARDSON E. V. et NORDIN C. F. (1965) - Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. In Middleton G. V. ed., Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Tulsa, Spéc. Publ. 12, p. 34-52.
- VILA J. M. (1980) - La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse Sc., Paris, 663 p., 199 fig., 40 pl.
- WILDI W. (1981) - Le Ferrysch : cône de sédimentation en eau profonde à la bordure nord-ouest de l'Afrique au Jurassique moyen et supérieur (Rif externe, Maroc). Eclogae geol. Helv., Bâle, vol. 74/2, p. 481-527, 12 fig., 1 tabl.
- WILSON J. L. (1975) - Carbonate Facies in Geological History. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, 472 p., 183 fig., 30 pl.

PLANCHES

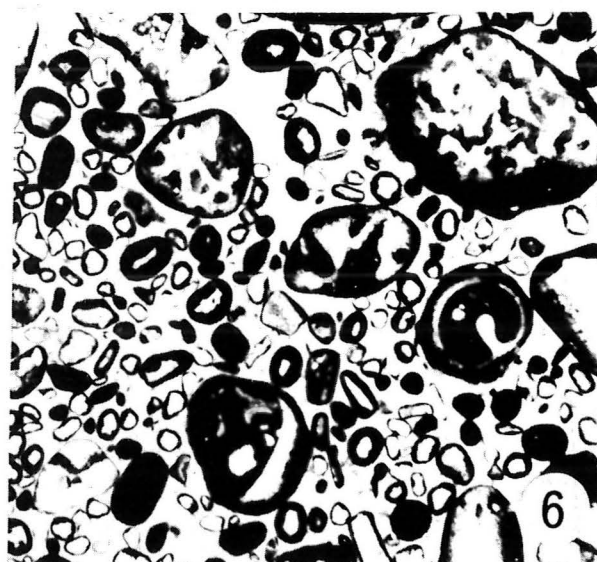
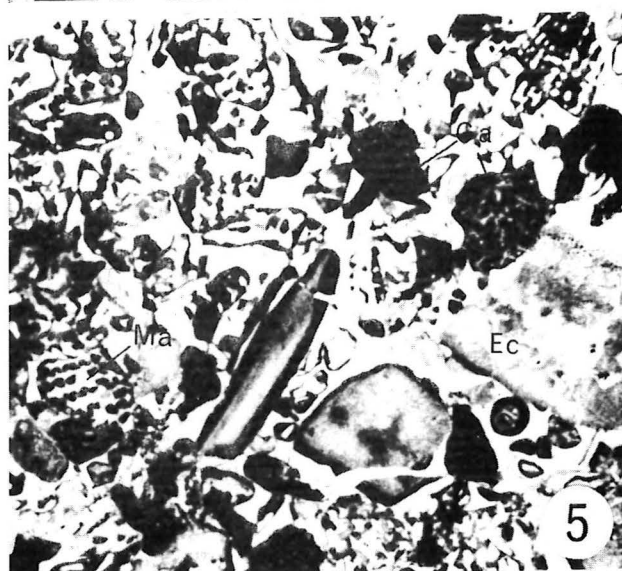
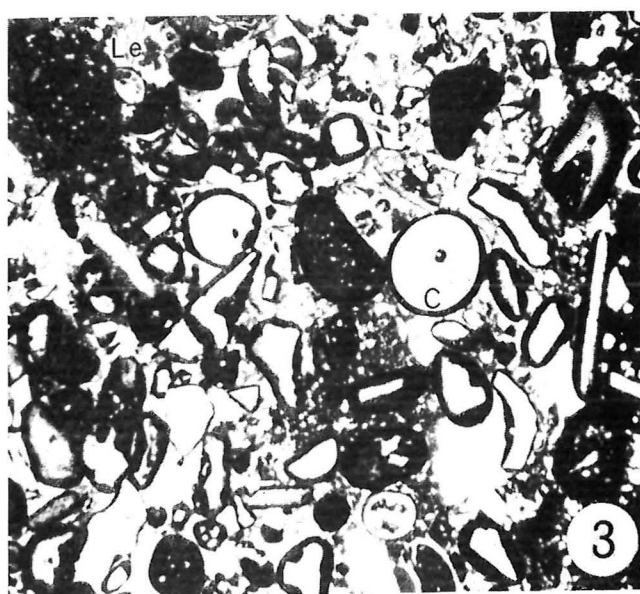
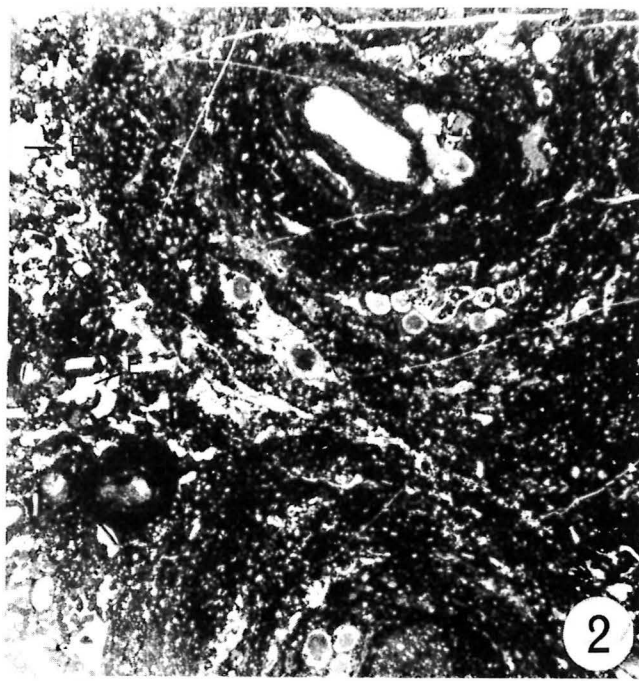
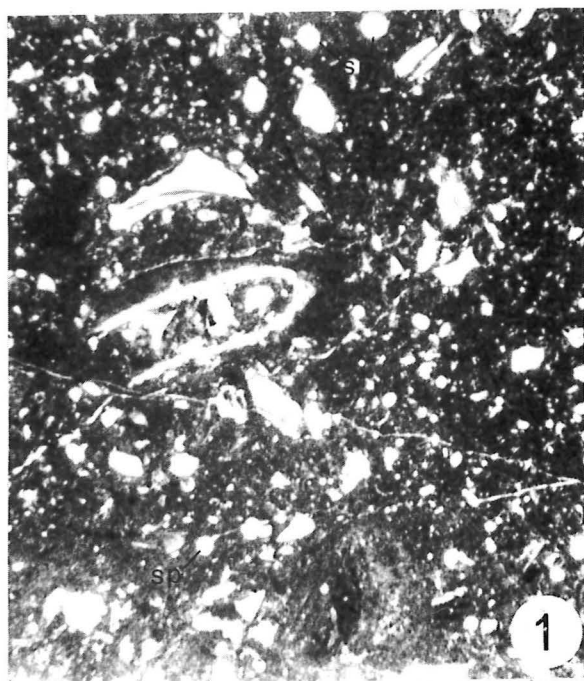


PLANCHE I

- Fig. 1 - Biopelmicrites à spicules calcifiés de Spongiaires (sp) et petits débris sparitisés - Faciès TA - (x 18). Hassi Berkane. Grès des Beni Ourimeuch. Séquence majeure SIII.
- Fig. 2 - Biomicrites à oncolites - Faciès TB - (x 8). Le cortex des oncolites est constitué de couches micritiques à alvéoles remplis de sparite, de laminations à feutrage algaire filamenteux de girvanelles (G) et d'encroûtements d'annélides (A). Entre les oncolites, la phase granulaire comporte essentiellement des débris d'échinodermes (E) liés par une matrice micritique. Hassi Berkane. Grès des Beni Ourimeuch. Séquence majeure SIII.
- Fig. 3 - Biomicrites grossières à crinoïdes - Faciès TC - (x 15). Les bioclastes les plus abondants sont les articles de crinoïdes (C) ; ils sont accompagnés de gros lithoclastes sombres (L) de micrites à spicules, de même nature que la matrice. La plupart des éléments figurés sont recouverts d'une enveloppe cryptocristalline sombre (Le) : lenticuline - Hassi Berkane - Grès des Beni Ourimeuch - Séquence majeure SI.
- Fig. 4 - Bioosparites à crinoïdes, lamellibranches et grains de quartz - Faciès TD. (x 18). La phase granulaire la plus grossière est essentiellement constituée d'articles de crinoïdes (C) et la fraction la plus fine par des grains de quartz subarrondis (Q). Tous les éléments sont recouverts d'un cortex plus ou moins épais, cryptocristallin (m), filamenteux à girvanelles (G) ou oolitique à fines couches concentriques - Jorf el Abiod - Grès des Beni Ourimeuch - Séquence majeure SI.
- Fig. 5 - Biosparites grossières à madréporaires (Ma), calcisponges (Ca) et échinodermes - Faciès BcC - (x 10). Hassi Berkane - Grès des Beni Ourimeuch - Séquence majeure SI.
- Fig. 6 - Bioosparites à madréporaires - Faciès de passage entre BcE et BoA - (x 15). La plupart des bioclastes sont arrondis et recouverts d'une mince enveloppe micritique. Le nucleus des oolites est un grain de quartz et le cortex est constitué de couches concentriques fibroradiées. Les bioclastes sont des débris de madréporaires, d'échinides, de lamellibranches et de gastéropodes - Jbel Achoun - Séquence majeure SI.

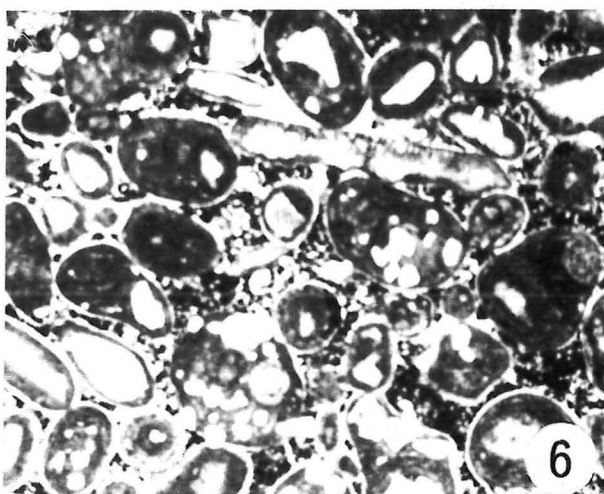
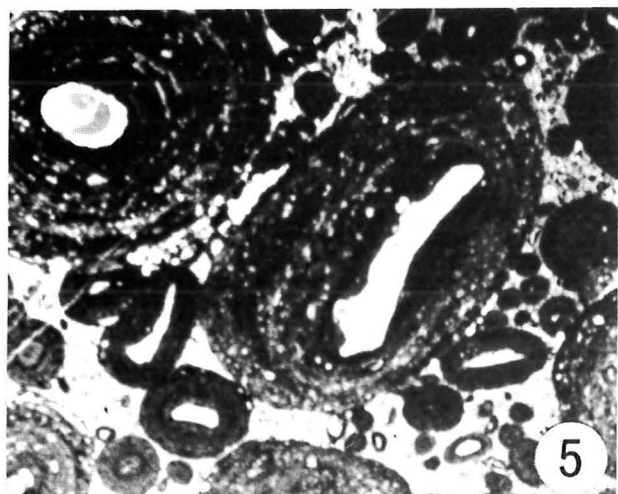
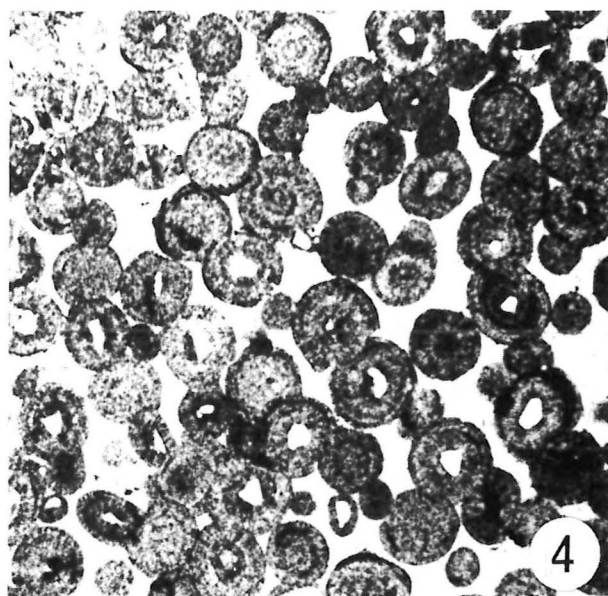
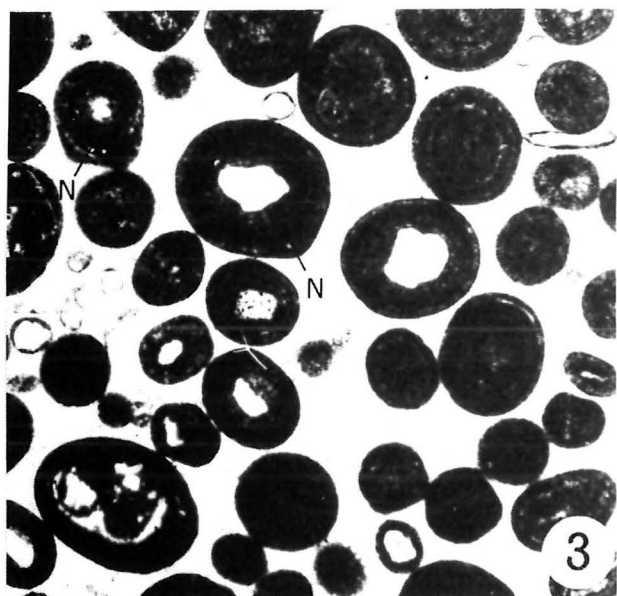
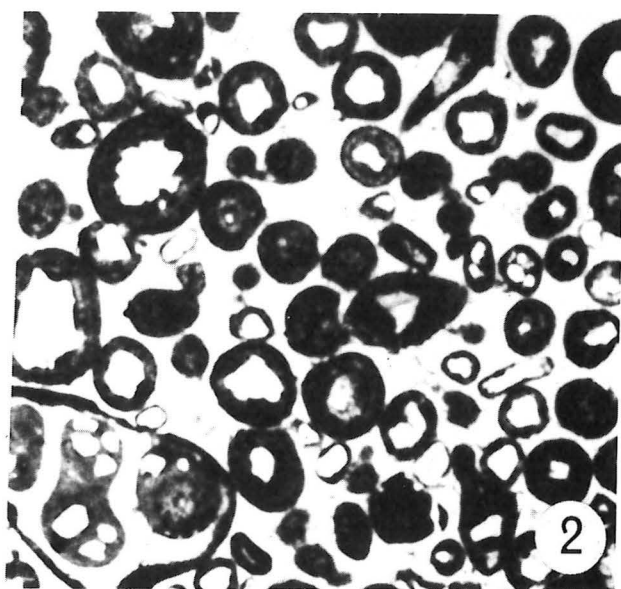


PLANCHE II

- Fig. 1 - Oosparite fine à oolites superficielles - Faciès BoA - (x 20). Tous les stades de l'oolitisation sont représentés, depuis les grains à peine concrétionnés (a) jusqu'à l'oolite sphérique à cortex régulier (b). Les nucleus sont presque exclusivement des grains de quartz - (Le) : lenticuline - Jorf el Abiod - Grès des Beni Ourimeuch - Séquence majeure SI.
- Fig. 2 - Oosparite à petites oolites superficielles et à grosses oolites sphériques - Faciès BoB - (x 25). Comme dans la figure précédente, tous les stades de l'oolitisation sont observables ; les oolites à cortex plus épais deviennent plus nombreuses - Jorf el Abiod - Grès des Beni Ourimeuch - Séquence majeure SI.
- Fig. 3 - Oosparite à oolites sphériques bien classées - Faciès BoC - (x 22). le cortex fibroradié des oolites est régulier et bien développé. A noter la présence de loges de nubéculaires (N) dans le cortex de certaines oolites - Jbel Achaoun - Grès des Beni Ourimeuch - Séquence majeure SI.
- Fig. 4 - Oosparite - Faciès BoC - (x 17). La plupart des oolites sont déformées ou imbriquées, conséquences de phénomènes de tassement agissant par pression-dissolution au point de contact des grains - Hassi Berkane - Grès des Beni Ourimeuch - Séquence majeure SII.
- Fig. 5 - Oosparite à oolites micritiques et à oncolites - Faciès BoD - (x 10). Le cortex des oncolites est constitué d'une alternance de couches micritiques ou filamenteuses dans lesquelles s'intercalent de très nombreux nubéculaires dont les loges apparaissent en clair sur la photo. Les oolites ont une forme généralement héritée de celle du nucleus - Jorf el Abiod - Grès des Beni Ourimeuch - Séquence majeure SI.
- Fig. 6 - Oosparite montrant autour des grains une auréole isopaque de diagenèse précoce. Les vides intergranulaires sont remplis par de la dolomie secondaire ferrugineuse - (x 19). Jbel Achaoun - Grès des Beni Ourimeuch - Séquence SI.

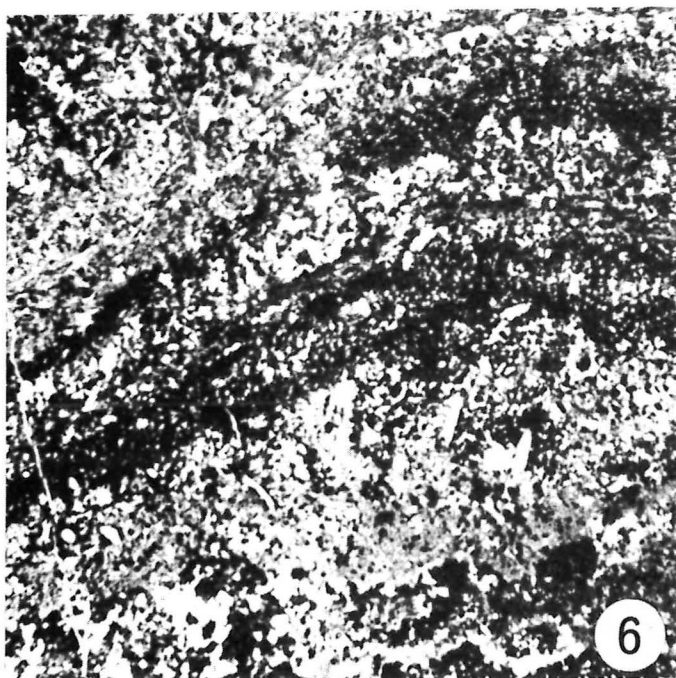
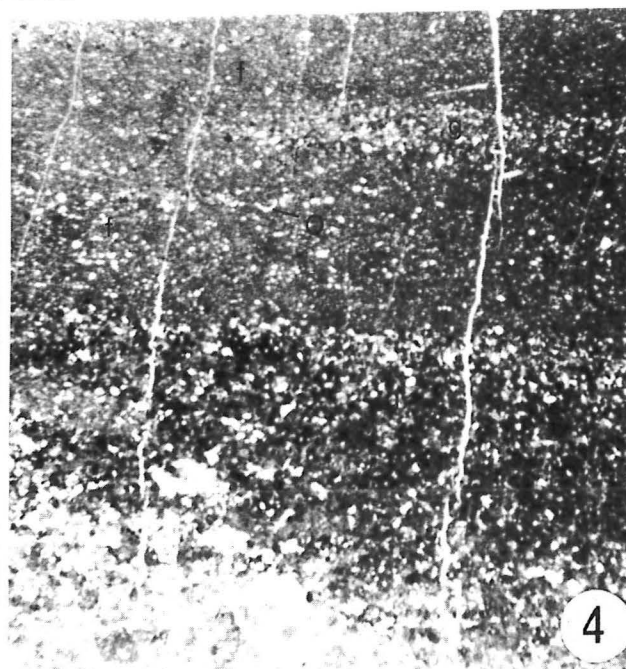
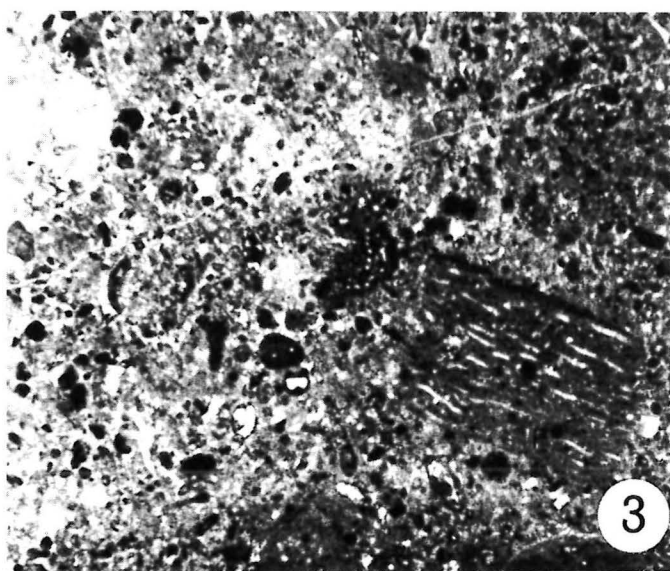
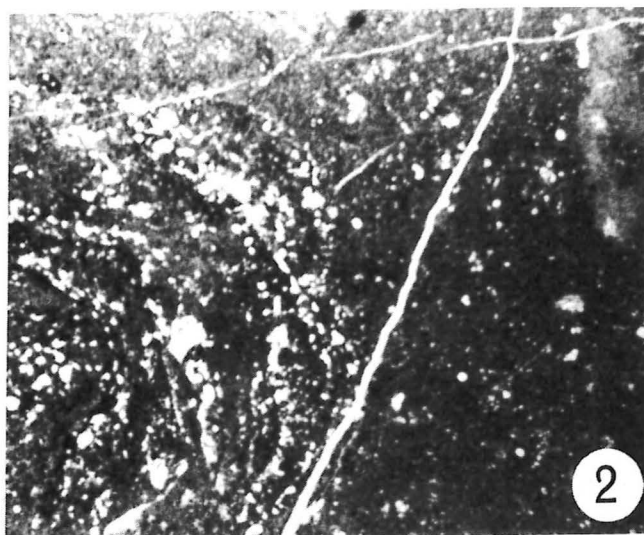
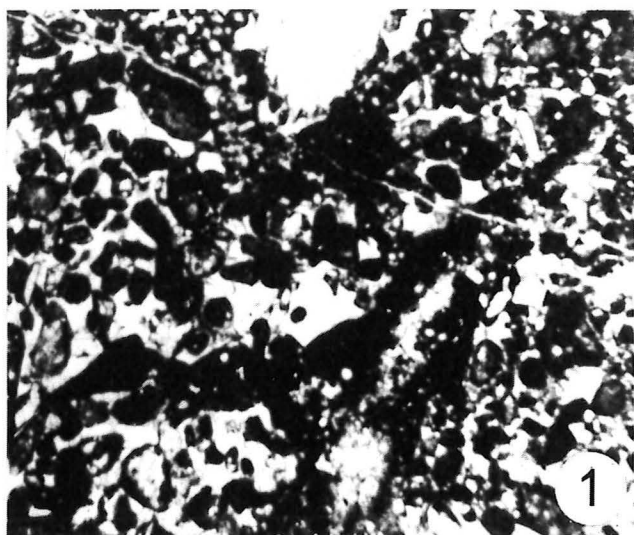


PLANCHE III

- Fig. 1 - Biosparite à débris micritisés - Faciès Bi2. (x 21). (E) : radiole d'échinide. Hassi Berkane - Calcaires de Mechra Klila (base de la formation).
- Fig. 2 - Biopelmicrite à oncolites - Faciès Pi1. (x 10). Le cortex de l'oncolite présente une structure vésiculeuse d'origine algale probable. Le liant était à l'origine une vase péloïdale - Hassi Berkane - Calcaires de Mechra Klila (base de la formation).
- Fig. 3 - Biopelmicrites à favréines - Faciès Pi2. (x 15). La majorité des éléments figurés sont des pellets d'origine fécale dont Favreina prusensis (F) - Jbel Achaoun - Calcaires de Mechra Klila (extrême base de la formation).
- Fig. 4 - Pelmicrites litées - Faciès Pi3. (x 8). Les lits grossiers (g) renfermant de très nombreux péloïdes alternent avec les lits fins micritiques (f) contenant des débris sparitiques abondants et quelques valves d'ostracodes (O) - Jbel Achaoun - Calcaires de Mechra Klila (base de la formation).
- Fig. 5 - Structures algo-laminaires - Faciès M11. (x 8). Les lames ondulées sont en partie bréchifiées par dessiccation - (fd) : fente de dessiccation - Jbel Achaoun - Calcaires de Mechra Klila (base de la formation).
- Fig. 6 - Structures algo-laminaires - Faciès M11. (x 8). Alternance de lames ondulées sombres d'origine algale probable et de lames plus claires, finement péloïdales - Jbel Achaoun - Calcaires de Mechra Klila (base de la formation).

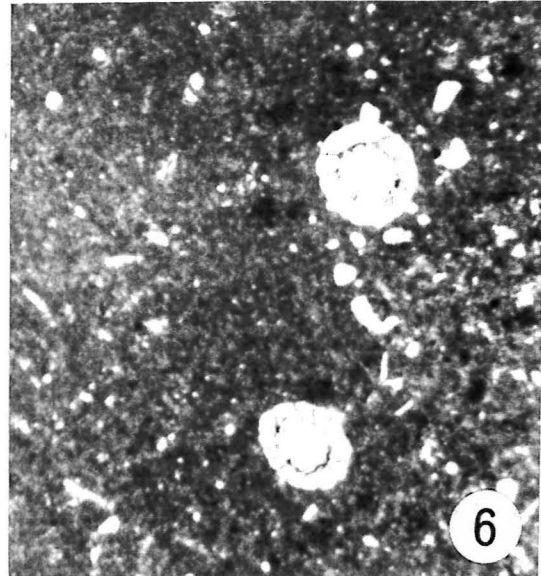
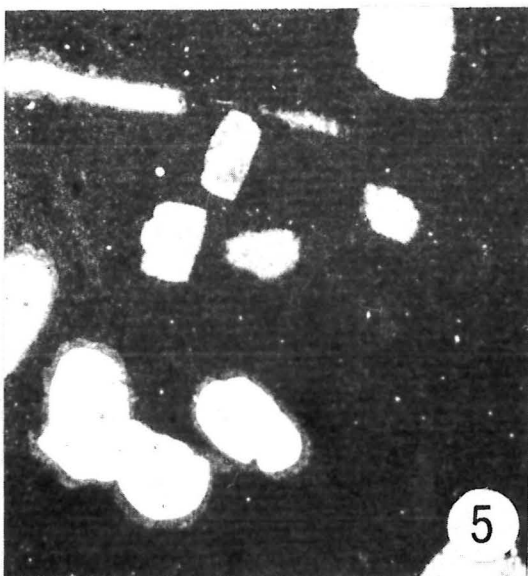
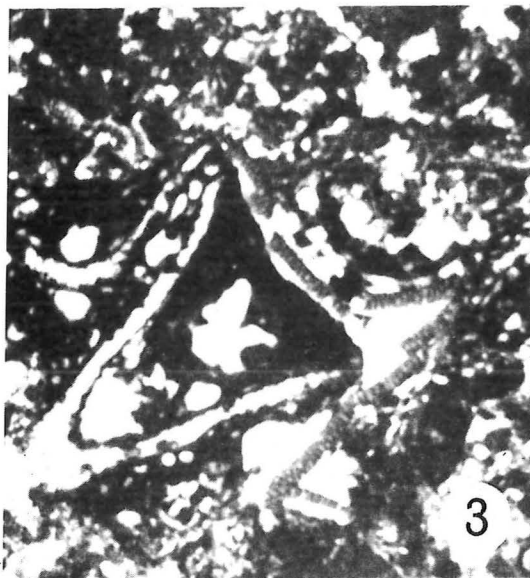
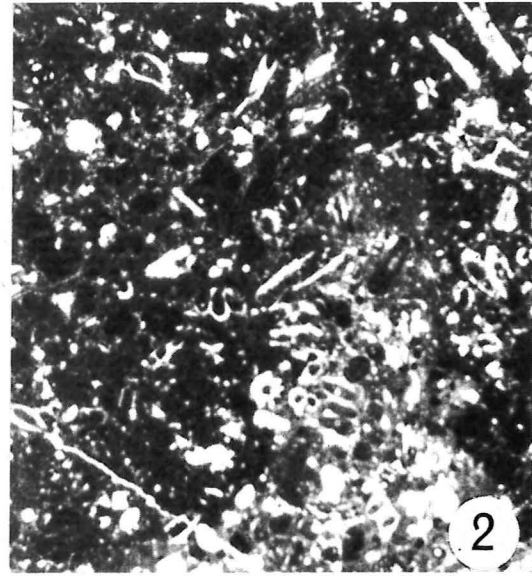
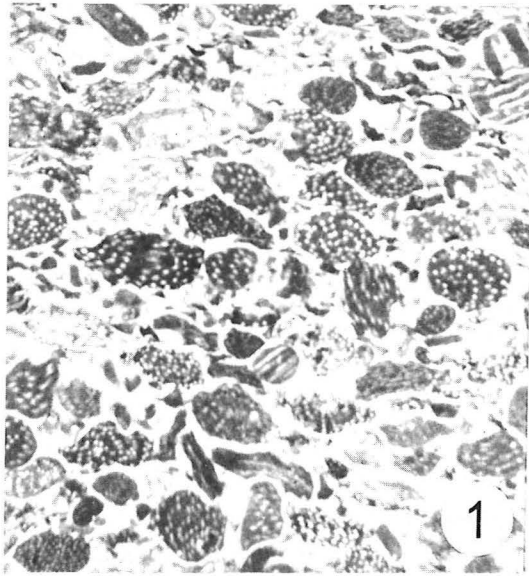


PLANCHE IV

- Fig. 1 - Pelsparite à favréines. (x 17). Tous les éléments sont des pelotes fécales de crustacés, auréolées d'une frange isopaque de ciment précoce - Jbel Ahmar Lakhdar - Formation des Marno-calcaires et Calcaires d'Ahmar Lakhdar.
- Fig. 2 - Biomicrite à dasycladales - Faciès Pi2 - (x 15). La majorité des éléments sont des débris d'Actinoporella podolica - Jbel Kerker (flanc sud) - Marno-calcaires de Bou Rhennja.
- Fig. 3 - Biomicrite à algues - Faciès Pi2 - (x 23). Campbelliella striata et Thaumatoporella parvovesiculifera - Jbel Bessem - Calcaires de Mechra Klila (sommet de la formation).
- Fig. 4 - Biomicrite à biosparite à lamellibranches et échinodermes - (x 17) - Faciès Pi4. Les coquilles de lamellibranches orientées parallèlement au litage ont joué "l'effet d'ombrelles" lors du dépôt de la vase matricielle - Rich el Hamman (région d'el Aïoun) - Ensemble marneux de la Formation d'Ahmar Lakhdar.
- Fig. 5 - Micrite à structures de type chicken wire interprétées comme des pseudo-morphoses d'anhydrite. (x 19) - Mechra Homadi - Marno-calcaires de Bou Rhennja.
- Fig. 6 - Micrite à characées - Faciès M12 - (x 32). Les éléments sont des gyronites de characées entières ou en débris - Mechra Homadi - Marno-calcaires de Bou Rhennja.

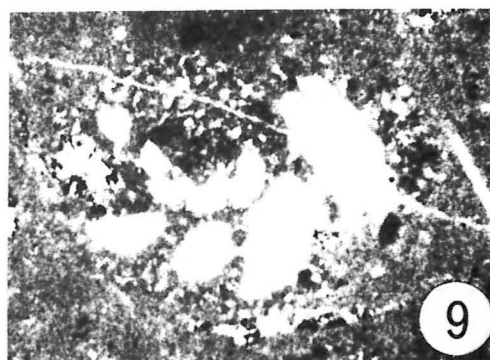
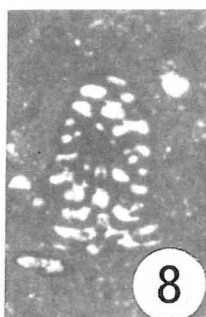
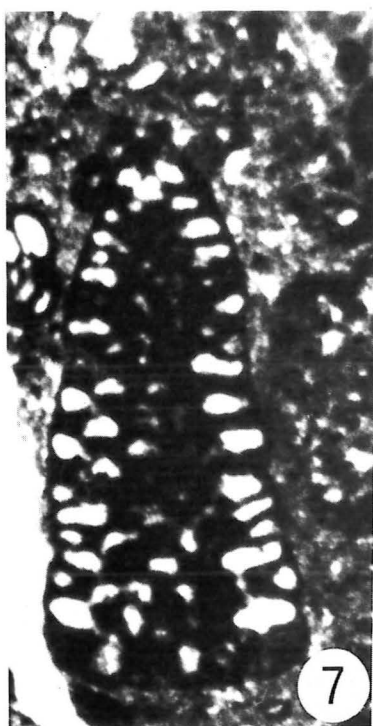
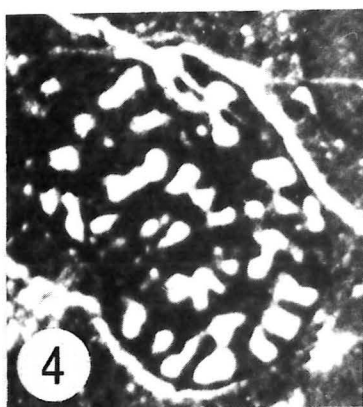
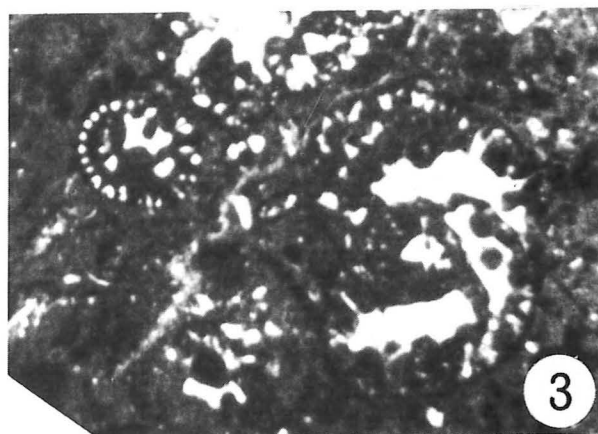
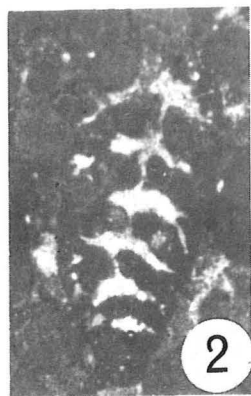


PLANCHE V

- Fig. 1 - Haurania ? (x 29) - Jbel Lamdal - Calcaires de Mechra Klila (base de la formation).
- Fig. 2 - Haurania ? (x 30) - Aklim - Calcaires de Mechra Klila (base de la formation).
- Fig. 3 - Pseudocyclammina lituus et Kurnubia palastiniensis. (x 33) - Jbel Bessem - Calcaires de Mechra Klila.
- Fig. 4 - Labyrinthina mirabilis. (x 45) - Hassi Berkane sud - Calcaires de Mechra Klila.
- Fig. 5 - Alveosepta powersi. (x 47) - Jbel Massil - Calcaires de Mechra Klila (extrême base de la formation)
- Fig. 6 - Valvulina cf. lugeoni. (x 44) - Jbel Bouifafane - Calcaires de Mechra Klila (sommet de la formation).
- Fig. 7 - Killianina. (x 50) - Jbel Bouifafane - Calcaires de Mechra Klila (sommet de la formation).
- Fig. 8 - Forme de passage morphologique entre les Valvulinidés et Parurgonina. (x 25) - Jbel Lamdal - Calcaires de Mechra Klila (base de la formation).
- Fig. 9 - Everticyclammina virguliana. (x 55) - Jbel Ahmar Lakhdar - Marno-calcaires et Calcaires d'Ahmar Lakhdar.

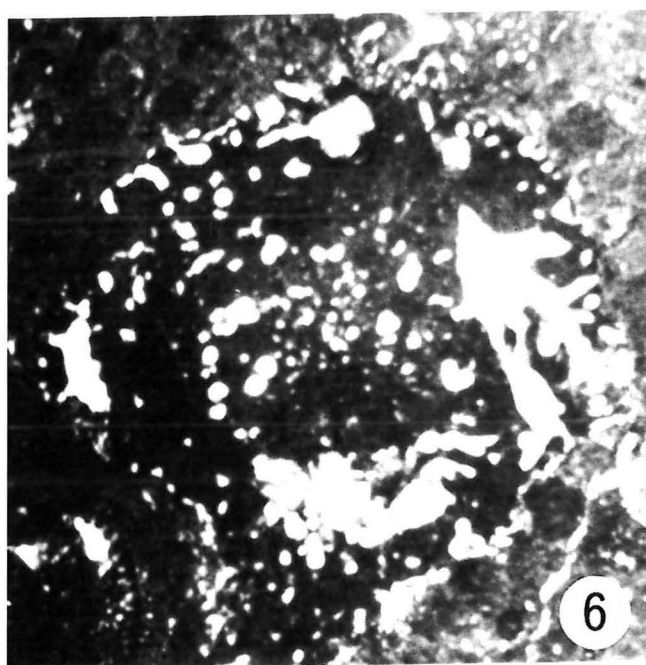
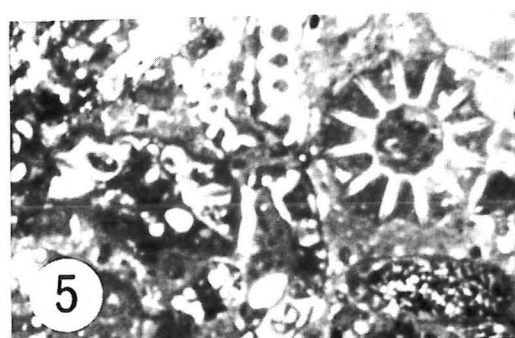
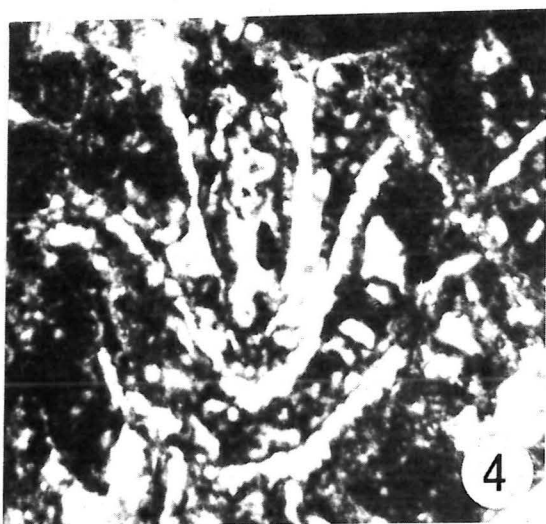
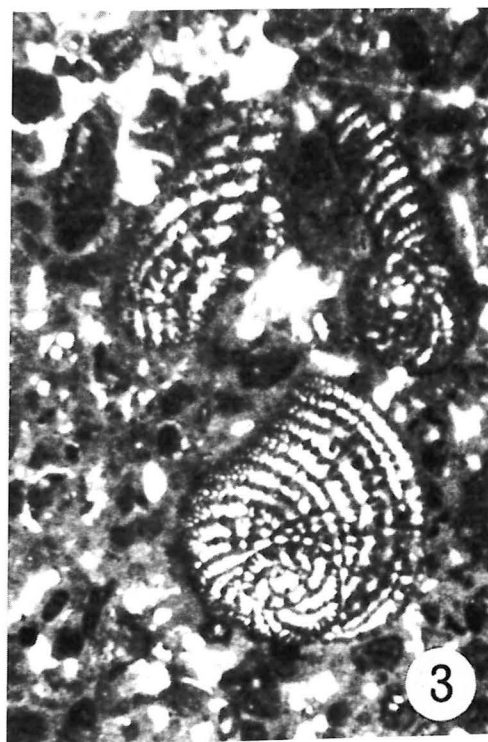
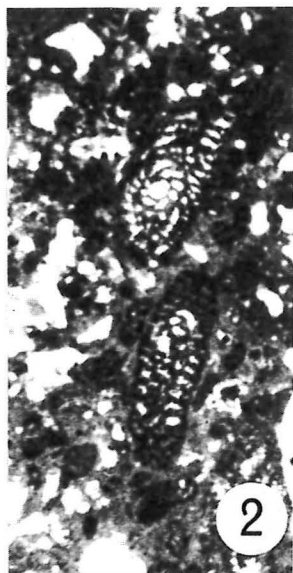
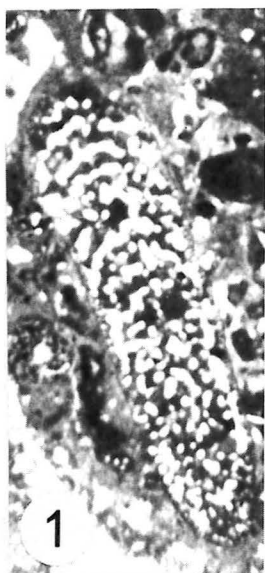


PLANCHE VI

- Fig. 1 - Anchispirocyclina lusitanica. (x 21) - Jbel Kerker (flanc sud) - Marno-calcaires de Bou Rhennja.
- Fig. 2 - Pseudocyclammina muluchensis. (x 15) - Jbel Kerker (flanc sud) - Marno-calcaires de Bou Rhennja.
- Fig. 3 - Pseudocyclammina muluchensis. (x 35) - Jbel Kerker (flanc sud). Noter la présence de quelques piliers entre les septes dans le plan médian de la partie en éventail du test - Jbel Kerker (flanc sud) - Marno-calcaires de Bou Rhennja.
- Fig. 4 - Campbelliella striata. (x 37) - Jbel Bessem - Calcaires de Mechra Klila.
- Fig. 5 - Clypeina jurassica. (x 21) - Jbel Kerker (flanc sud) - Marno-calcaires de Bou Rhennja.
- Fig. 6 - Lithocodium aggregatum. (x 27). Noter la structure tubulaire du cortex de l'oncolite - Jbel Bessem - Calcaires de Mechra Klila.
- Fig. 7 - Bacinella irregularis. (x 16). Noter la structure cellulaire du cortex - Jbel Bessem - Calcaires de Mechra Klila.